

CHRISTINE CAROLINE NÜRNBERG

**BARIUMFLUSS UND SEDIMENTATION
IM SÜDLICHEN SÜDATLANTIK -
HINWEISE AUF
PRODUKTIVITÄTSÄNDERUNGEN
IM QUARTÄR**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1995

GEOMAR REPORT 38

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel



CHRISTINE CAROLINE NÜRNBERG

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 15.2.1995

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung

Abstract

1.	Einleitung	1
2.	Untersuchungsgebiet	4
2.1	Bathymetrie und tektonischer Aufbau	4
2.2	Ozeanische Zirkulation	5
2.2.1	Subtropischer Wirbel	6
2.2.2	Antarktischer Zirkumpolarstrom	6
2.2.3	Weddellwirbel	8
2.3	Wassermassen	8
2.3.1	Oberflächenwassermassen	9
2.3.2	Tiefenwassermassen	10
2.3.3	Antarktisches Bodenwasser	11
2.4	Meereisverbreitung	12
3.	Probenmaterial und Probennahme	13
3.1	Meerwasserproben	13
3.2	Sinkstoffallenmaterial	14
3.3	Oberflächensedimentproben	14
3.4	Sedimentkerne	15
3.4.1	Lithologien	16
3.4.2	Stratigraphie	18
3.4.3	Alters-Teufen-Beziehung und Sedimentationsraten	19
4.	Analytik	20
4.1	Probenaufbereitung	20
4.2	Säureaufschluß	20
4.3	Analytische Verfahren	22
4.3.1	Bariumbestimmung an Wasserproben mittels Graphitrohrfen- Atomabsorptionsspektrometrie (GF-AAS)	22
4.3.2	Sulfatbestimmung an Porenwässern mittels Ionenchromatographie	25
4.3.3	Bariumbestimmung an Aufschlußlösungen mittels Atomemissions- spektrometrie (ICP-AES)	26
4.4	Berechnung von Akkumulationsraten	27
5.	Biogener Anteil am Bariumgehalt der Sedimente	29
6.	Gelöstes Barium in den Wassermassen des Antarktischen Zirkumpolarstromes	30
6.1	Ergebnisse zur Bariumverteilung innerhalb der Wassersäule	31
6.2	Gelöstes Barium im Vergleich zu gelöstem Silikat und zur Hydrographie	31

7.	Bariumfluß zum Meeresboden und Bariumakkumulation im Oberflächen-sediment	40
7.1	Ergebnisse zur Verteilung von partikulärem Barium in der Wassersäule	40
7.2	Rezente Bariumverteilung in den Oberflächensedimenten	45
7.3	Abschätzung der holozänen Sedimentationsraten	48
7.4	Vergleich von biogenem Barium mit anderen Produktivitätsanzeigern	50
7.4.1	Partikuläres Barium in der Wassersäule	50
7.4.2	Rezente bis subrezente Bariumsedimentation	51
7.5	Abhängigkeit des biogenen Bariums im Sediment vom gelösten Barium in der Wassersäule	52
7.6	Abhängigkeit der Bariumakkumulation von der Wassertiefe	55
7.7	Bariumsedimentation in Beziehung zur Ozeanographie und zur Meereisverbreitung innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes	56
7.8	Fluß von biogenem Barium zur Berechnung von Exportproduktivitäten	57
8.	Diagenese von Baryt in anoxischen Sedimenten	64
8.1	Ergebnisse zum Bariumgehalt im Porenwasser	64
8.2	Diagenetisch gebildeter Baryt	65
9.	Barium im Wechsel der Glazial-/Interglazialzeiten	66
9.1	Ergebnisse zum Bariumgehalt in den Sedimentkernen	66
9.2	Akkumulationsraten biogenen Bariums	73
9.3	Vergleich der Akkumulationsraten von biogenem Barium mit dem Ba/Al-Verhältnis ..	75
9.4	Bariumakkumulationsraten im Vergleich zu anderen Produktivitätsanzeigern im östlichen Südatlantik	76
9.5	Berechnung der Paläoproduktivität	79
9.6	Paläoozeanographie im östlichen Südatlantik	81
10.	Schlußfolgerungen	85
11.	Danksagung	87
12.	Literaturverzeichnis	88
Anhang		
	Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	96
	Figure and table captions	101

Der Datenanhang zur Arbeit (Tabellen I-XVII) kann bei GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Bundesrepublik Deutschland, eingesehen werden.

Zusammenfassung

Im südlichen Südatlantik wurden umfassende Untersuchungen zum Bariumkreislauf durchgeführt. Sie dienen zum besseren Verständnis des Barium/Barytsignals als Produktivitäts- bzw. Paläoproduktivitätsanzeiger in antarktischen Sedimenten und sollen Rückschlüsse auf die Paläozeanographie im Antarktischen Zirkumpolarstrom zulassen. Dazu wurden Untersuchungen an der Wassersäule, an Sinkstofffallenmaterial, am Oberflächensediment, Porenwasser und an langen Sedimentkernen durchgeführt.

Untersuchungen zum gelösten Barium im Meerwasser auf zwei Profilen im westlichen Südatlantik zeigen, daß die Bariumkonzentrationen innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes im Vergleich zu anderen Ozeanen relativ hoch sind. Die verschiedenen Wassermassen werden von den Bariumgehalten nachgezeichnet, so daß an den ozeanographischen Fronten ähnlich wie bei anderen ozeanographischen Parametern ausgeprägte Gradienten auftreten. Die vertikale Verteilung gelösten Bariums innerhalb der Wassersäule korreliert mit der Verteilung gelösten Silikates, was auf eine Kopplung von Barium an den biogenen Stoffkreislauf schließen läßt. Das gelöste Barium wird von den Hartteilen absinkender Silikatschaler aufgenommen und in der unteren Wassersäule und im Sediment wieder freigesetzt.

Die Barytsedimentation ist nicht abhängig vom Gehalt gelösten Bariums innerhalb der Wassersäule. Vielmehr ist das Auftreten von Diatomeen und eine hohe Exportproduktion bei der Bildung von Baryt entscheidend. Die Barytbildung scheint an den Abbau organischen Materials innerhalb der Wassersäule gekoppelt zu sein, da das C_{org}/Ba_{bio} -Verhältnis in den Sinkstofffallen mit zunehmender Wassertiefe abnimmt. Die Zunahme biogenen Bariums mit der Wassertiefe, die sowohl in den Sinkstofffallen als auch in Oberflächensedimenten beobachtet wurde, verdeutlicht die große Stabilität von Barium in Form von Baryt im Vergleich zu organischem Kohlenstoff, Opal und Karbonat.

Im Antarktischen Zirkumpolarstrom wird innerhalb der Antarktischen Zone mengenmäßig das meiste biogene Barium akkumuliert. Dieser Bereich ist ebenfalls durch eine hohe Opalakkumulation gekennzeichnet, die ihren Ausdruck in der Ausbildung des Opalgürtels um die Antarktis findet. Diese Übereinstimmung läßt daher eine Anwendung von Barium als Produktivitätsanzeiger möglich erscheinen. Die Primärproduktivitäten, welche mit Hilfe des Flusses von biogenem Barium bestimmt wurden, bewegen sich in der Antarktischen Zone um ca. $40 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ und sind somit deutlich niedriger als z.B. in Küstenauftriebsgebieten.

Im Wechsel von Warm- und Kaltzeiten lassen sich signifikante Änderungen der Bariumkonzentrationen feststellen. Eine diagenetische Überprägung des Bariumsignals durch Barytmobilisation und anschließender Wiederausfällung kann in den untersuchten Sedimentkernen ausgeschlossen werden. Die in den Oberflächenproben beobachtete Korrelation zwischen den Akkumulationen biogenen Bariums und biogenen Opals ist ebenfalls in den Kernprofilen nachvollziehbar, wodurch die Anwendung biogenen Bariums als Proxy für Paläoproduktivitäten in antarktischen Sedimenten möglich wird. Innerhalb der Antarktischen Zone werden während der Interglazialzeiten die höchsten Akkumulationsraten von biogenem Barium beobachtet, mit maximalen Werten während der Klimaoptima im Holozän und vor ca. 125.000 Jahren. Während der Warmzeiten war daher die Hochproduktionszone in der Antarktischen Zone ausgebildet. Dagegen kommt in den Kaltzeiten nördlich der Polarfront mehr biogenes Barium zur Akkumulation. Eine nordwärtige Verschiebung der Polarfront und damit des Hochproduktionsgürtels während der Glazialzeiten kann aber ausgeschlossen werden, da die Akkumulationsraten von biogenem Barium viel niedriger sind als die warmzeitlichen Raten innerhalb der Antarktischen Zone.

Abstract

Systematic investigations on the barium cycle were performed in the southern South Atlantic, which will assess the reliability of the barium/barite signal in Antarctic sediments as a proxy for productivity and/or palaeoproductivity. From these investigations, an attempt to reconstruct the oceanographical situation of the Antarctic Circumpolar Current was made. Chemical analyses were carried out within the water column and pore water, sediment trap material, surface sediments, and long sediment cores.

In comparison to other oceans, the dissolved barium at two transects perpendicular to the Antarctic Circumpolar Current in the western South Atlantic is relatively high. Different water

masses within this current are reflected by their barium concentrations resulting in pronounced gradients at the oceanographic fronts similar to other oceanographical parameter. Since the vertical distribution of dissolved barium correlates with dissolved silicate, barium apparently is coupled to the biogenic cycle. The dissolved barium is incorporated in siliceous planctonic hard parts and is regenerated deep in the water column and in the sediments.

The sedimentation of barite is not dependent on the concentration of dissolved barium in water. The occurrence of diatoms and a high export production are rather responsible for the formation of barite. Apparently the barite formation is closely related to the decay of organic matter within the water column, because the C_{org}/B_{bio} ratio in suspended particulate matter successively decreases with increasing water depth. The correlation of biogenic barium and water depth, which was observed in both suspended particulate matter and sediment surface samples, elucidates the stability of the barite crystals compared to organic carbon, opal and carbonate.

Within the Antarctic Circumpolar Current, highest accumulation rates of biogenic barium occur in the Antarctic Zone. This area is also characterized by high opal accumulation rates and belongs to the opal belt surrounding Antarctica. Such correspondance between barium and opal supports the applicability of barium as a proxy for productivity. Primary productivities calculated by applying the flux of biogenic barium at approximately $40 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ in the Antarctic Zone are significantly lower than e.g. in coastal upwelling areas.

The downcore records reveal pronounced changes in the barium content during glacial/interglacial times. A diagenetic remobilization of barium can be excluded for the deposits investigated here. The correlation between biogenic barium and biogenic opal accumulation observed in the surface sediments is also apparent in the sediment cores, thus supporting the applicability of biogenic barium as a palaeoproductivity proxy in Antarctic sediments. Within the Antarctic Zone, interglacial biogenic barium accumulation is high culminating during the Holocene, and during isotope stage 5e. From this it is deduced that during these periods the high productivity belt was located south of the Polar Front. Glacial palaeoproductivity was low within the Antarctic Zone, however, north of the Polar Front significantly higher biogenic barium accumulation occurs during glacial times. A northward migration of the high productivity belt associated with the Polar Front system is not probable during glacial times, because biogenic barium accumulation rates are drastically lower than interglacial rates within the Antarctic Zone.

1. Einleitung

Die marine Produktivität, die entscheidend von Licht, Temperatur, Nährstoffversorgung, Spurenelementzufuhr und Hydrographie abhängt, ist ein wichtiger Steuerungsmechanismus für den Kohlenstoffgehalt im Oberflächenwasser (BROECKER & PENG 1986). Der Kohlenstoff in der Atmosphäre steht in ständigem Gasaustausch mit dem Kohlenstoff im Oberflächenwasser der Ozeane, wobei der Gehalt in den Ozeanen 60 mal höher ist als in der Atmosphäre (BERGER et al. 1989). Der Kohlenstoffkreislauf und damit auch die marine Produktivität spielen damit eine wichtige Rolle für die globale Klimaentwicklung.

Anhand von Eiskerndaten konnte gezeigt werden, daß der CO₂-Gehalt der glazialen Atmosphäre um fast 1/3 niedriger lag als typische vorindustrielle CO₂-Werte während des Holozäns (z.B. BERNER et al. 1980, DELMAS et al. 1980, BARNOLA et al. 1987, BARNOLA et al. 1991). Durch die Bildung von partikulärer organischer Substanz in der photischen Zone und anschließendem Export in tiefere Wasserschichten sowie der Ablagerung in Tiefseesedimenten (z.B. EPPLEY & PETERSON 1979, SUESS 1980, BROECKER & PENG 1982, SUNDQUIST & BROECKER 1985, MARTIN et al. 1987) ändert sich der CO₂-Partialdruck im Oberflächenwasser und somit auch in der Atmosphäre. Dieser Kreislauf wird allgemein als die "biologische Pumpe" bezeichnet. Auftriebsgebiete sind daher aufgrund ihrer hohen Primär- und Exportproduktion von globaler Bedeutung.

In den letzten zehn Jahren wurde die Suche nach geochemischen "tracern" intensiviert, mit deren Hilfe sich nicht nur Paläotemperaturen und -salinitäten, sondern auch Paläoproduktivitäten und der Partialdruck des Kohlenstoffes im Oberflächenwasser für die jüngste geologische Vergangenheit rekonstruieren lassen (z.B. BERGER et al. 1983, PRAHL & MUEHLHAUSEN 1989, BOYLE 1988, 1992, LEA & BOYLE 1989, 1990, ELDERFIELD 1991, RAU et al. 1991). In marinen Sedimenten, vor allem in Auftriebsgebieten, ist eine Anreicherung von Barytpartikeln zu beobachten (z.B. REVELLE et al. 1955, GOLDBERG & ARRHENIUS 1958, CHURCH 1979, BRUMSACK 1986, VON BREYMANN et al. 1992). Der offensichtliche Zusammenhang zwischen der Verteilung und Konzentration von Barium in marinen Sedimenten und der Produktivität im Oberflächenwasser (z.B. GOLDBERG & ARRHENIUS 1958, DEHAIRS et al. 1980, SCHMITZ 1987, BISHOP 1988) führte dazu, Barium als Paläoproduktivitätsindikator anzuwenden (z.B. JUMARS et al. 1989, VON BREYMANN et al. 1992, DYMOND et al. 1992, SHIMMIELD et al. 1994).

Neben den Auftriebsgebieten an Küsten und am Äquator nimmt der Antarktische Zirkumpolarstrom ebenfalls eine besondere Stellung ein, da die in seinem südlichen Teil ständig aufsteigenden hohen Nährstoffgehalte eine permanent hohe Primärproduktion hervorrufen können. Daher wird im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes verstärkt Kohlenstoff der Atmosphäre entzogen (z.B. KNOX & McELROY 1984, SARMIENTO & TOGGWEILER 1984, SIEGENTHALER & WENK 1984, BROECKER & PENG 1989). Verschiedene Modellrechnungen zeigen, daß die CO₂-Variationen in der Atmosphäre auf Veränderungen der Gas-Austauschraten zwischen Oberflächenwasser und Atmosphäre und/oder Produktionsänderungen im Antarktischen Zirkumpolarstrom zurückzuführen sind (z.B. SUNDQUIST & BROECKER 1985, KEIR 1990, MARTIN 1990). Weiterhin hat die Meereisverbreitung Auswirkungen auf den Wärme- und Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre (OLBERS 1989, EICKEN 1992) und einen großen Einfluß auf die Exportproduktion (FISCHER et al. 1988, ABELMANN & GERSONDE 1991, WEFER & FISCHER 1991). Die Zirkulationsdynamik sowie die Lage der ozeanographischen Fronten im Antarktischen Zirkumpolarstrom spielen hier ebenfalls eine große Rolle (z.B. BROECKER & DENTON 1989, McINTYRE et al. 1989, RINTOUL 1991).

Ähnlich wie in Küstenauftriebsgebieten wird im Rahmen dieser Arbeit für den Antarktischen Zirkumpolarstrom versucht, über den Bariumgehalt Änderungen der marinen Produktivität im Laufe der jüngsten geologischen Vergangenheit zu rekonstruieren. Die Verteilung gelösten Bariums in der Wassersäule zeigt wie viele andere Parameter ausgeprägte Gradienten in longitudinalen Profilen über den Antarktischen Zirkumpolarstrom (CHAN et al. 1977). Weiterhin sind sehr hohe Bariumgehalte sowohl in der Wassersäule (CHAN et al. 1977, DEHAIRS & GOEYENS 1989) als auch im Sediment (TUREKIAN & JOHNSON 1966, SHIMMIELD et al. 1994) vorzufinden. Obwohl einzelne Untersuchungen zum Barium im südlichen Südatlantik bereits vorliegen (z.B. CHAN et al. 1977, DEHAIRS et al. 1991, 1992, STROOBANTS et al. 1991, SHIMMIELD et al. 1994), ist bisher noch kein Versuch unternommen worden, die Bariumverteilung in einem größeren Rahmen im Bereich

des Antarktischen Zirkumpolarstromes zu erfassen und im Vergleich mit der rezenten Ozeanographie das Barium-Paläosignal zu interpretieren.

Profile gelösten Bariums innerhalb der Wassersäule sind generell durch eine Abreicherung im Oberflächenwasser und eine Zunahme mit der Tiefe charakterisiert (z.B. WOLGEMUTH & BROECKER 1970, LI et al. 1973, CHAN et al. 1977, BROECKER & PENG 1982). Die Übereinstimmung mit Silikat- und Alkalinitätsprofilen läßt auf eine Zugehörigkeit zum biogenen Zyklus schließen. Da Nitrat- und Phosphatprofile keine Übereinstimmung mit den Bariumprofilen zeigen, ist die Bariumfreisetzung mit den weniger löslichen Hartteilen aus Silikat und/oder Karbonat korreliert und nicht mit den eher labilen organischen Weichteilen oder dem Protoplasma (CHAN et al. 1977). Daher erfolgt die Regeneration erst in der unteren Wassersäule und im Sediment. Den größten Anteil partikulären Bariums innerhalb der Wassersäule bilden Barytkristalle, so daß sie als die Hauptphase betrachtet werden, über die Barium ins Sediment transportiert wird (DEHAIRS & GOEYENS 1989, DEHAIRS et al. 1991, BISHOP 1988). Zwischen 200 m und 500 m Wassertiefe ist ein partikuläres Barytmaximum zu beobachten (DEHAIRS et al. 1990, STROOBANTS et al. 1991). Die genauen Bildungsmechanismen von Baryt innerhalb der Wassersäule werden allerdings kontrovers diskutiert. Nach CHOW & GOLDBERG (1960), DEHAIRS et al. (1980) und BISHOP (1988) erfolgt die Barytbildung in der Wassersäule innerhalb von "microenvironments", in denen organisches Material von Planktonzellen oder Kotballen und Aggregaten zersetzt wird. Der Sulfatüberschuß soll aus dem Zerfall von labilem Schwefel des organischen Materials (CHOW & GOLDBERG 1960, DEHAIRS et al. 1980, BISHOP 1988) und/oder aus der Lösung von Coelestin (SrSO_4), aus dem das Gerüst der Acantharien besteht (BERNSTEIN et al. 1992), resultieren. Eine aktive intrazelluläre Bildung von Baryt innerhalb von Organismen wird in den benthisch lebenden Xenophyophoren postuliert (TENDAL 1972, GOODAY & NOTT 1982). Da diese großwüchsigen Einzeller der Klasse Rhizopoda bei der Probenahme meist zerstört werden und als solche nur schwer zu erkennen sind, gibt es relativ wenige Untersuchungen dazu. Ihr Einfluß auf den Baryteintrag in das Sediment ist daher bisher ungeklärt.

Neben den bereits in der Wassersäule innerhalb von "microenvironments" und den in Xenophyophoren gebildeten Barytkristallen können im Sediment hydrothermale (BOSTRÖM et al. 1973) sowie diagenetische Prozesse (BRUMSACK 1989) ebenfalls zur Bildung von Baryt führen. Zudem kommt es in der Nähe von submarinen bariumreichen Fluidaustritten, an denen Barium mit dem Sulfat des Bodenwassers reagiert, zur Bildung mariner Baryte. Diese Ablagerungen treten aber nur lokal begrenzt auf (TORRES et al. eingereicht) und spielen somit nur eine untergeordnete Rolle. In anoxischen Sedimenten kommt es durch Sulfatreduktion im Porenwasser zu einer Mobilisierung von Baryt. Das gelöste Barium steigt auf, und an der Basis der Sulfatzone wird wiederum Baryt gefällt, wobei es zur Entwicklung einer "Baryt-Front" kommt (z.B. CHURCH & WOLGEMUTH 1972, BRUMSACK 1989, TORRES et al. eingereicht). Aufgrund dieser möglichen diagenetischen Überprägung ist die Bariumverteilung in anoxischen Sedimenten nur mit größter Vorsicht zu interpretieren. In oxischen bzw. suboxischen Sedimenten ist die Verwendung von Barium als Produktivitätsanzeiger allerdings möglich (BRUMSACK 1989, VON BREYMANN et al. 1992). Zudem hat Baryt aufgrund seiner Lösungsresistenz entscheidende Vorteile gegenüber den klassischen mikropaläontologischen und sedimentologischen Produktivitätsindikatoren. Neben den Barytkristallen wird ebenfalls partikuläres Barium im Sediment eingelagert, welches in Silikat- und Karbonatgerüsten sowie in organischem Material und Alumosilikaten eingebaut oder adsorptiv gebunden ist (z.B. GOLDBERG & ARRHENIUS 1958, CHOW & GOLDBERG 1960, DEHAIRS et al. 1980, LEA & BOYLE 1989, 1990, 1991, LEA et al. 1989). Das terrigen zugeführte Barium im Sediment muß bei der Interpretation von Barium als Produktivitätsanzeiger berücksichtigt werden.

In der vorliegenden Arbeit wird das Ziel verfolgt, den Bariumkreislauf im Untersuchungsgebiet als Ganzes zu beschreiben sowie die Verwendung von Barium als Paläoproduktivitätsindikator in antarktischen Sedimenten abzuschätzen. Im einzelnen stellen sich folgende Fragen:

- Zeichnet gelöstes Barium die verschiedenen Wassermassen nach, und spiegelt sich die Lage der ozeanographischen Fronten in den gelösten Bariumgehalten wider?

- Wie hoch ist der rezente Bariumfluß in den Sedimenten, und wie groß sind die Unterschiede in einzelnen Zonen des Antarktischen Zirkumpolarstromes?
- Lassen sich Aussagen über die rezente Produktivität im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes mit Hilfe des Barium-Flusses treffen?
- Ist Barium als Paläoproduktivitätsanzeiger in antarktischen Sedimenten zu nutzen, und können mit Hilfe von Barium paläozeanographische Rekonstruktionen durchgeführt werden?
- Welche paläozeanographischen Veränderungen im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes lassen sich mit Hilfe des Bariumsignals rekonstruieren?

Für die Untersuchungen werden Proben des Meerwassers und aus Sinkstofffallen sowie Sedimentproben von Multi- bzw. Minicorern und von langen Kernen (Schwerelot und Kolbenlot) aus dem Bereich des südlichen Südatlantiks herangezogen. An den Meerwasserproben wurden die Gehalte gelösten Bariums bestimmt und mit anderen ozeanographischen Parametern wie Temperatur, Salinität und gelöstem Silikat verglichen. Ein Vergleich der Bariumakkumulationsraten in Oberflächensedimenten sowie der Barium-Flüsse in den Sinkstofffallen mit anderen Produktivitätsanzeigern wie Opal, Karbonat und C_{org} soll die Anwendung von Barium als Produktivitätsanzeiger herausstellen. Mittels des Bariumflusses sollen Exportproduktivitäten ermittelt werden, um die wechselnden Produktivitätsverhältnisse im Antarktischen Zirkumpolarstrom im Wechsel der Glazial-/Interglazialzeiten beschreiben zu können.

2. Untersuchungsgebiet

2.1 Bathymetrie und tektonischer Aufbau

Die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen wurden im südlichen Südatlantik durchgeführt. Dabei wurde Probenmaterial bearbeitet, welches aus einem Gebiet stammt, das sich von ca. 33°S-79°S und 62°W-18°E erstreckt (Abb. 1). Den größten Anteil nimmt dabei das Weddellmeer ein, welches den südwestlichen Bereich des Arbeitsgebietes bildet. Es wird im Westen von der Antarktischen Halbinsel, im Norden vom Scotia Rücken und im Süden vom 300-500 m tief liegenden eisbedeckten antarktischen Schelf (Ronne/Filchner-Schelfeis) begrenzt.

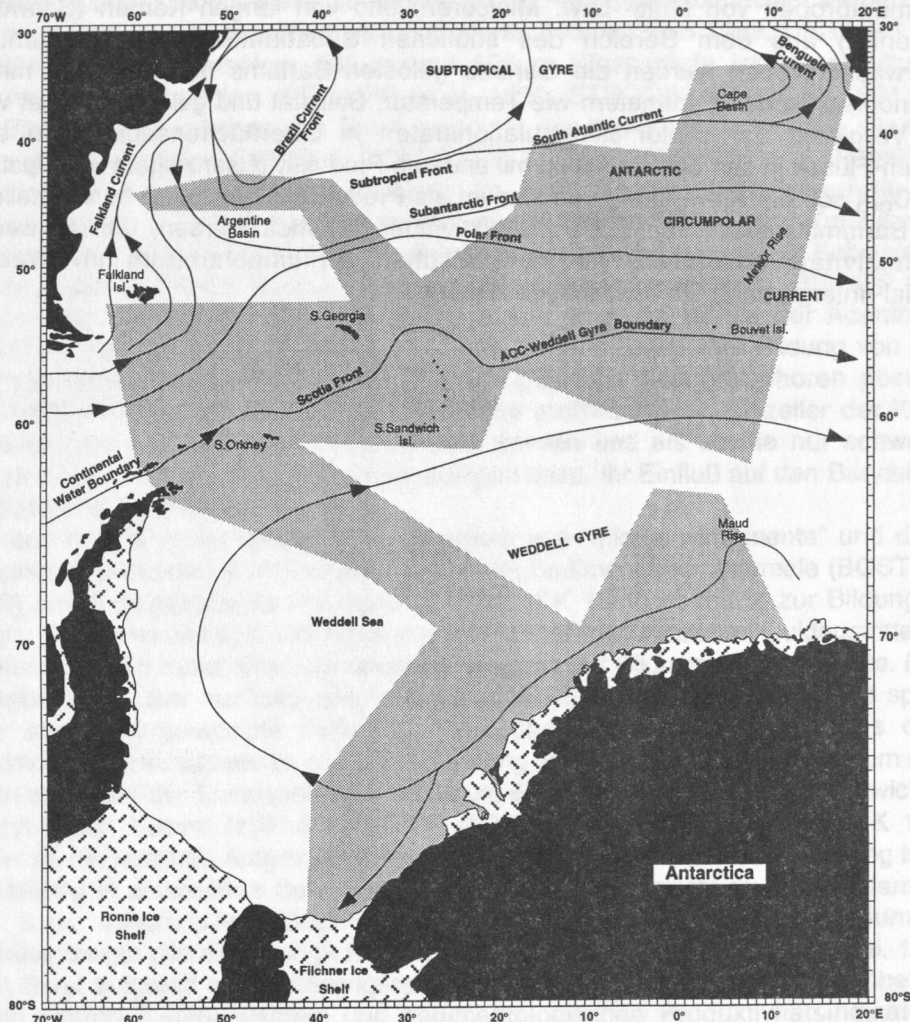


Abb. 1: Übersichtskarte des südlichen Südatlantiks. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991). Das Untersuchungsgebiet ist grau unterlegt.

Das Untersuchungsgebiet umfaßt drei Tiefseebecken mit über 5000 m Wassertiefe, welche durch zwei Rückensysteme getrennt sind (Abb. 2). Im Nordwesten erstreckt sich das Argentinische Becken, das im Süden durch den Scotia Rücken begrenzt wird. Die Segmente des Scotia Rückens verbinden den Südamerikanischen Kontinent mit der Antarktischen Halbinsel. Der Rücken ist im Durchschnitt flacher als 2000 m mit einigen Ausnahmen von bis zu 3000 m Wassertiefe. Das Kapbecken im Nordosten wird vom Argentinischen Becken durch den Mittelatlantischen Rücken abgegrenzt (Abb. 2). Im Süden erstreckt sich die

Weddellmeer-Tiefsee-Ebene, die im Norden durch den Südamerikanischen-Antarktischen Rücken und den Südwestindischen Rücken begrenzt wird.

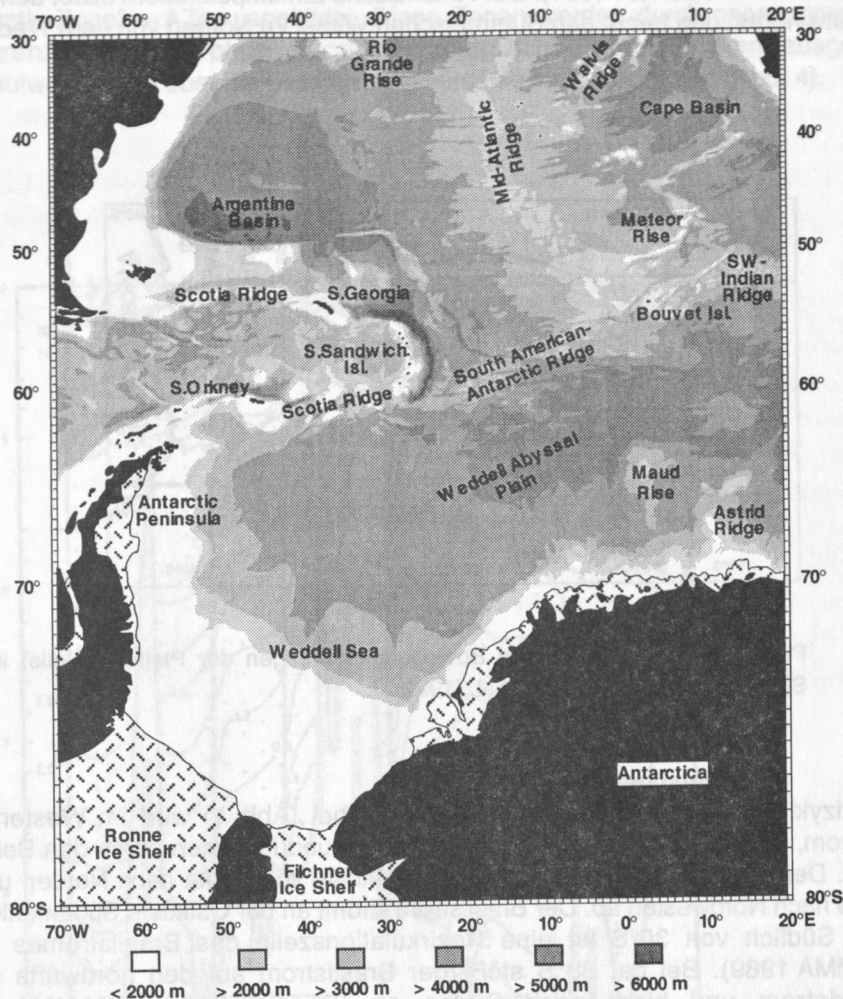


Abb. 2: Bathymetrische Karte des südlichen Südatlantiks. Karte zusammengestellt von R. PETSCHIK unter Benutzung der GEBCO Tiefenlinien.

Im Untersuchungsgebiet sind mehrere vorwiegend divergierende Plattengrenzen ausgebildet (Abb. 3). Neben den drei großen Lithosphärenplatten Antarktische Platte, Südamerikanische Platte und Afrikanische Platte, die nahe der Insel Bouvet eine "triple junction" bilden (ROYER et al. 1991), sind im Arbeitsgebiet noch mehrere kleine Platten entwickelt. Im Bereich der Süd-Sandwich Inseln wird die Südmerikanische Platte unter die Sandwich Platte subduziert. Im "back-arc" Bereich ist eine Spreizungszone ausgebildet, welche die Sandwich Platte im Osten von der Scotia Platte im Westen trennt (BARKER & DALZIEL 1983; Abb. 3).

2.2 Ozeanische Zirkulation

Die ozeanographisch bedeutenste Erscheinung im Untersuchungsgebiet ist der Antarktische Zirkumpolarstrom ("Antarctic Circumpolar Current" = ACC). Er ist für den Massen- und Energieaustausch zwischen den drei Ozeanen Atlantik, Indik und Pazifik von entscheidender Bedeutung, da er fast ungehindert von morphologischen Barrieren um den antarktischen Kontinent herumfließt und zur thermischen Isolierung der Antarktis führt (OLBERS 1989). Aufgrund seiner Zirkulationsdynamik, durch die die charakteristischen ozeanischen Frontensysteme ausgebildet sind, werden die kalten nährstoffreichen antarktischen Wassermassen von den warmen nährstoffärmeren Oberflächenwassermassen der mittleren

Breiten abgetrennt. Die oberflächennahen meist ostwärtigen Meeresströmungen im Untersuchungsgebiet werden im wesentlichen durch die Westwinddrift angetrieben (PETERSON & STRAMMA 1991). Der Antarktische Zirkumpolarstrom bildet den Kernbereich der Westwinddrift und trennt den Subtropischen Wirbel im Norden von dem Weddellwirbel im Süden.

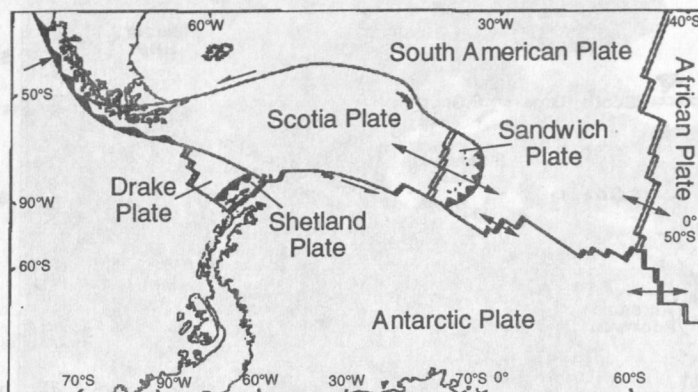


Abb. 3: Plattengrenzen und relative Bewegungsrichtungen der Platten (Pfeile) im westlichen Südatlantik nach LAWVER et al. (1992).

2.2.1 Subtropischer Wirbel

Der antizyklonal ausgebildete Subtropische Wirbel (Abb. 1) wird im Westen durch den Brasilstrom, im Süden durch den Südatlantikstrom und im Osten durch den Benguelastrom gebildet. Der Benguelastrom fließt an der Westküste von Afrika nach Norden und biegt bei ca. 30°S nach Nordwesten ab. Der Brasilstrom strömt an der Ostküste Südamerikas Richtung Süden. Südlich von 30°S ist eine Rezirkulationszelle des Brasilstromes ausgebildet (STRAMMA 1989). Bei ca. 38°S stößt der Brasilstrom auf den nordwärts strömenden Falklandstrom und biegt nach Süden ab (PETERSON & STRAMMA 1991). Der Südatlantikstrom wird von dem im Süden gelegenen Antarktischen Zirkumpolarstrom durch die Subtropische Front ("Subtropical Front" = STF) getrennt (STRAMMA & PETERSON 1990). Er strömt hauptsächlich entlang der Subtropischen Front nach Osten. Die Geschwindigkeiten der Oberflächenströmung nehmen vom Argentinischen Becken im Westen bis zum Kapbecken im Osten etwa um die Hälfte ab (WHITWORTH & NOWLIN 1987, STRAMMA & PETERSON 1990).

2.2.2 Antarktischer Zirkumpolarstrom

Der von West nach Ost fließende Antarktische Zirkumpolarstrom ist mit einem geostrophischen Transport von ca. 130 Mill. m³/s und einer Länge von 20.000 km das umfangreichste Stromsystem des Weltozeans, das den Wassermassenaustausch zwischen dem Indischen, Atlantischen und Pazifischen Ozean steuert (OLBERS 1989). Auf seinem Weg um die Antarktis zweigen zwei Arme des Stromes nach Norden ab: der Perustrom entlang der Westküste Südamerikas sowie ein zweiter Arm zwischen Neuseeland und Australien. Der Antarktische Zirkumpolarstrom ist in allen Wassertiefen bis hin zum Meeresboden ausgebildet (WHITWORTH & NOWLIN 1987). Er wird oberflächlich durch Westwinde angetrieben, die sich zwischen dem subtropischen Hochdrucksystem um 30°S und dem Tiefdruckgürtel bei 65°S aufbauen (HELLMER 1985, PETERSON & STRAMMA 1991). In den tieferen Wasserschichten erfolgt sein Antrieb auf thermohalinen Wege (pers. Mtlg., OLBERS). Der Antarktische Zirkumpolarstrom wird im Bereich der Drake Passage durch die kontinentale Begrenzung und den Scotia Rücken nach Norden abgelenkt und mäandriert zwischen 44°S und 52°S in seinem weiteren Verlauf Richtung Osten (Abb. 1).

Innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes sind drei Zonen ausgebildet. Den Kern bildet die Polarfrontzone ("Polar Frontal Zone" = PFZ). Nördlich von ihr schließt sich die Subantarktische Zone ("Subantarctic Zone" = SAZ) an, und im Süden ist die Antarktische Zone ("Antarctic Zone" = AZ) ausgebildet. Diese Zonen werden durch ozeanographische Fronten begrenzt, an denen physikalische und chemische Parameter stark ausgeprägte Gradienten aufweisen, die über die gesamte Wassersäule ausgebildet sind (Abb. 4).

Konvergenz, die durch die Fronten im Bereich des südlichen Südatlantik mit der Subantarktischen Zone und der Polarfrontzone im Bereich des südlichen Südatlantik nach ALANSON & VANDERBEEK (1987) und ALANSON & VANDERBEEK (1987) abgegrenzt sind.

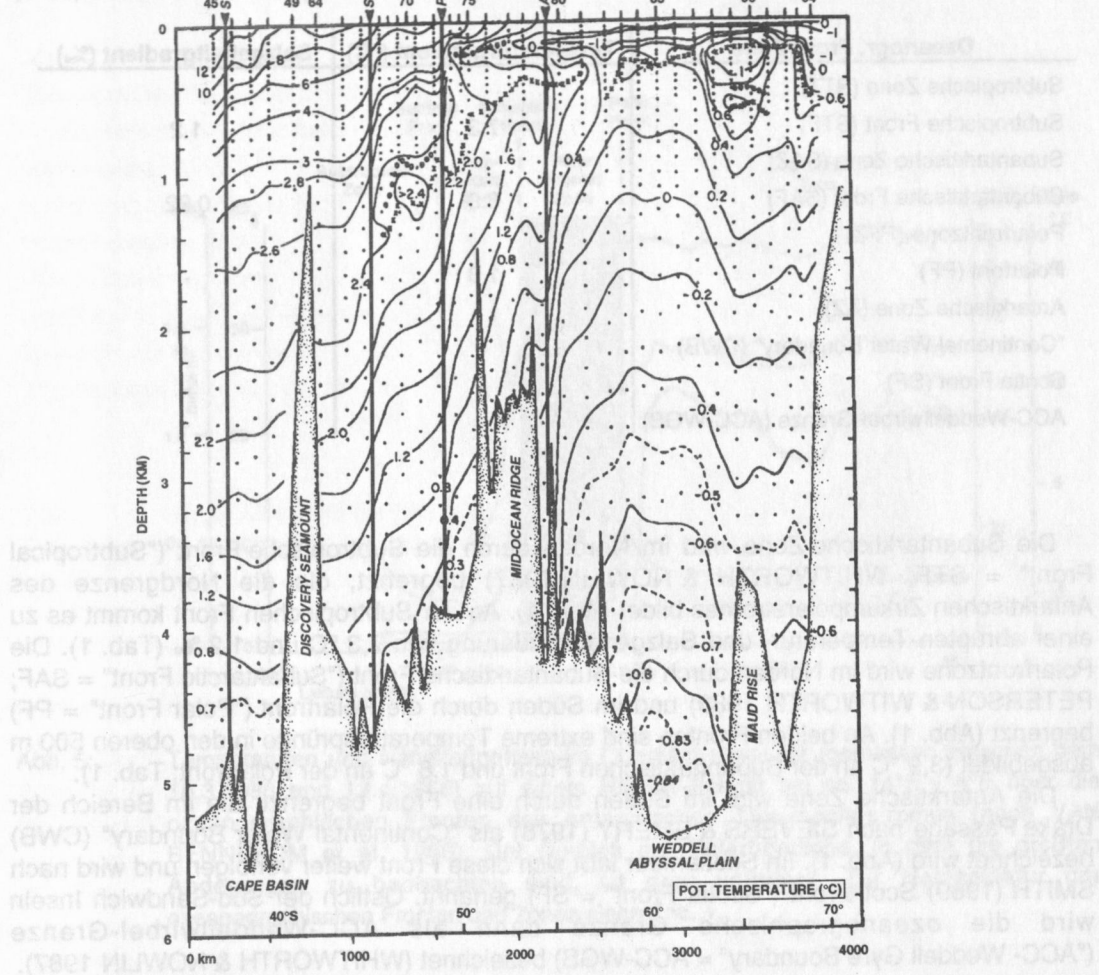


Abb. 4: Vertikales Temperaturprofil (°C) vom Januar 1984. Das Profil erstreckt sich im südlichen Südatlantik entlang des Greenwich Meridians von der Subtropischen Front im Norden über den Antarktischen Zirkumpolarstrom und den Weddellwirbel bis zum Schelfeis des antarktischen Kontinentes (aus WHITWORTH & NOWLIN 1987). Zur Nomenklatur der ozeanographischen Fronten siehe Tab. 1.

Die deutlichen Änderungen in den Nährstoffgehalten haben einen entscheidenden Einfluß auf die Produktivität im Oberflächenwasser (Abb. 5). Innerhalb der Antarktischen Zone sind die Nährstoffgehalte am höchsten. Gebiete unterschiedlicher Primärproduktion werden somit durch ozeanographische Fronten voneinander abgegrenzt. Das Ausmaß der Schwankungen von ozeanographischen Fronten wird in der Literatur unterschiedlich eingeschätzt. Nach HELLMER (1985) schwanken sie saisonal um 1 bis 2 Breitengrade. Neuere Vorstellungen über die Veränderlichkeiten von ozeanographischen Fronten im Antarktischen

Zirkumpolarstrom betrachten ihre Lagestabilität sehr unterschiedlich. Während in einigen Bereichen die ozeanographischen Fronten immer wieder an denselben Positionen nachgewiesen werden, scheinen in anderen Bereichen lokal stärkere Variationen aufzutreten. Charakteristisch sind kleine, durch den Wind verursachte mesoskalige Wirbel ($\varnothing < 100 \text{ km}$; pers. Mtgl., OLBERS).

Tab. 1: Ozeanographische Zonen und Fronten im Bereich des südlichen Südatlantiks mit entsprechenden Temperatur- und Salzgehaltgradienten im Oberflächenwasser nach ALLANSON et al. (1982), LUTJEHARMS & VALENTINE (1984) und LUTJEHARMS (1985).

Ozeanogr. Front/Zone	Temperaturgradient (°C)	Salzgehaltgradient (‰)
Subtropische Zone (STZ)		
Subtropische Front (STF)	7.3	1.2
Subantarktische Zone (SAZ)		
Subantarktische Front (SAF)	3.9	0.22
Polarfrontzone (PFZ)		
Polarfront (PF)	1.8	-
Antarktische Zone (AZ)		
"Continental Water Boundary" (CWB)	-	-
Scotia Front (SF)	-	-
ACC-Weddellwirbel-Grenze (ACC-WGB)	-	-

Die Subantarktische Zone wird im Norden durch die Subtropische Front ("Subtropical Front" = STF; WHITWORTH & NOWLIN 1987) begrenzt, die die Nordgrenze des Antarktischen Zirkumpolarstromes bildet (Abb. 1). An der Subtropischen Front kommt es zu einer abrupten Temperatur- und Salzgehaltsänderung von 7,3 °C und 1,2 ‰ (Tab. 1). Die Polarfrontzone wird im Norden durch die Subantarktische Front ("Subantarctic Front" = SAF; PETERSON & WITWORTH 1989) und im Süden durch die Polarfront ("Polar Front" = PF) begrenzt (Abb. 1). An beiden Fronten sind extreme Temperatursprünge in den oberen 500 m ausgebildet (3,9 °C an der Subantarktischen Front und 1,8 °C an der Polarfront; Tab. 1).

Die Antarktische Zone wird im Süden durch eine Front begrenzt, die im Bereich der Drake Passage nach SIEVERS & EMERY (1978) als "Continental Water Boundary" (CWB) bezeichnet wird (Abb. 1). Im Scotiameer läßt sich diese Front weiter verfolgen und wird nach SMITH (1989) Scotiafront ("Scotia Front" = SF) genannt. Östlich der Süd-Sandwich Inseln wird die ozeanographische Grenze dann als ACC-Weddellwirbel-Grenze ("ACC- Weddell Gyre Boundary" = ACC-WGB) bezeichnet (WHITWORTH & NOWLIN 1987).

2.2.3 Weddellwirbel

Im Weddellmeer wird die ozeanische Zirkulation durch den zyklonal verlaufenden Weddellwirbel geprägt (CARMACK & FOSTER 1977), der durch Westwinde im Norden und Ostwinde im Süden angetrieben wird (Abb. 1). Als Konturstrom dem Kontinentalhang folgend strömt der südliche Teil des Weddellwirbels nach Westen und teilt sich bei ca. 27°W in zwei Arme auf. Ein Teil strömt an der Schelfeiskante nach Südwesten zum Filchner Schelfeis. Der zweite Arm folgt der Schelfkante nach Westen bzw. Nordwesten (CARMACK & FOSTER 1977).

2.3 Wassermassen

Die vertikale Verteilung der Wassermassen im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes im Südatlantik ist schematisch auf einem N-S-Schnitt westlich des Mittelatlantischen Rückens wiedergegeben (Abb. 6). Die Temperatur- und

Salzgehaltscharakteristika der Wassermassen sind der Tab. 2 zu entnehmen. Bei 65°S ist der atmosphärische Tiefdruckgürtel ausgebildet, durch den die südlichen Ekman Transporte (in den Westwinden Richtung Norden, in den Ostwinden Richtung Süden) bewirken einen ständigen Aufstieg von Tiefenwassermassen (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988). Dieser Bereich wird als Antarktische Divergenz bezeichnet (HELLMER 1985). An der Antarktischen Konvergenz, die auch als Polarfrontzone bezeichnet wird, sinken die Wassermassen wieder ab (FOLDVIK & GAMMELSRØD 1988).

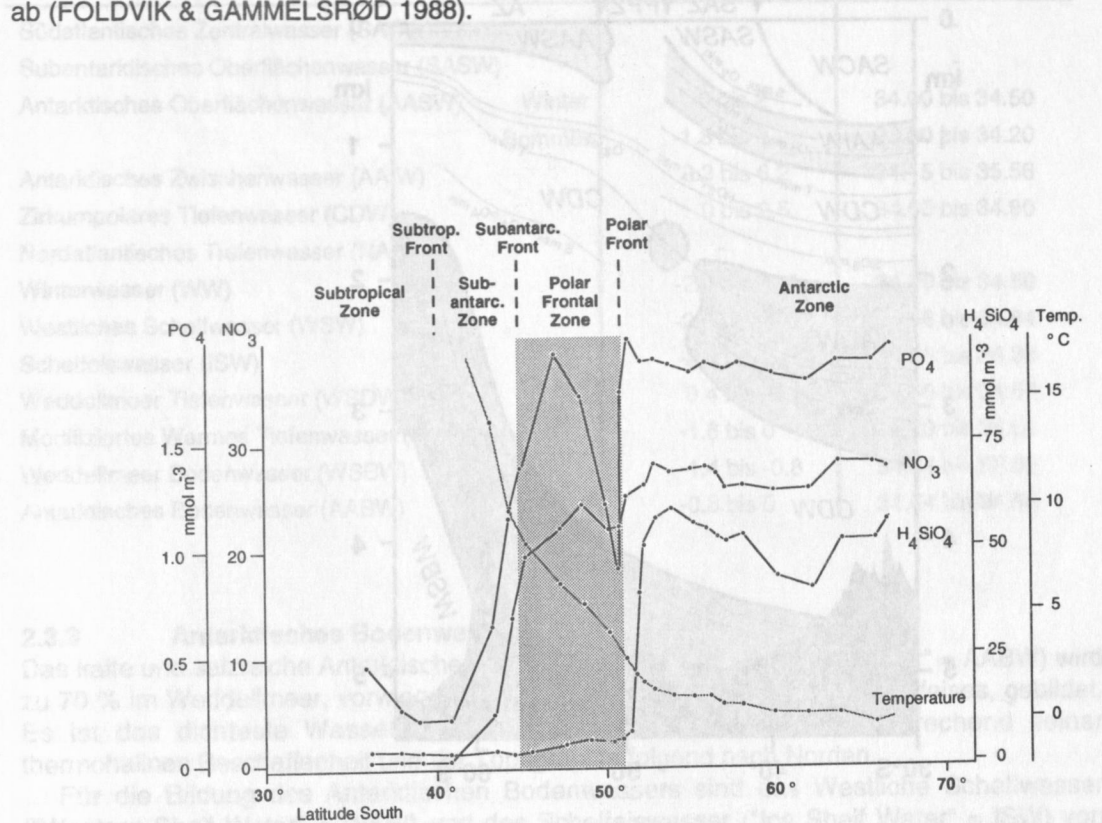


Abb. 5: Temperaturen und Nährstoffgehalte im Oberflächenwasser (gemessen zwischen dem 18.3.1986 und 13.4.1986) auf einem NE-SW-Schnitt bei ca. 14°E - 4°E über die ozeanographischen Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstromes (nach VAN BENNEKOM et al. 1988). Der Bereich der Polarfrontzone, in dem die größten Änderungen zu beobachten sind, ist grau unterlegt. Zur Nomenklatur der ozeanographischen Fronten und Zonen siehe Tab. 1.

2.3.1 Oberflächenwassermassen

Im oberflächennahen Bereich treten das Subantarktische Oberflächenwasser ("Subantarctic Surface Water" = SASW), das Antarktische Oberflächenwasser ("Antarctic Surface Water" = AASW) sowie das Winterwasser ("Winter Water" = WW) auf. Das kalte salzarme Antarktische Oberflächenwasser ist innerhalb der Antarktischen Zone zu beobachten und reicht im Winter bis in Tiefen von 250 m und im Sommer bis ca. 30-80 m (HELLMER 1985). An der Polarfront ist es wärmer und salzärmer als im Bereich der Antarktischen Divergenz (TCHERNIA 1980, GORDON & MOLINELLI 1982). Im Sommer breitet sich unter dem Antarktischen Oberflächenwasser das kalte Winterwasser aus, das aus dem Weddellmeer stammt. Das sauerstoffarme salzreiche Subantarktische Oberflächenwasser tritt nördlich der Subantarktischen Front in Tiefen bis zu 500 m auf (Abb. 6). Innerhalb der Polarfrontzone sinkt das nach Norden strömende kalte Antarktische Oberflächenwasser ab und vermischt sich mit dem nach Süden strömenden sauerstoffarmen salzreichen Subantarktischen Oberflächenwasser (WHITWORTH III & NOWLIN 1987). Als sauerstoffreiches salzarmes

Antarktisches Zwischenwasser ("Antarctic Intermediate Water" = AAIW) strömt es in einer Tiefe von 1000 m weiter nach Norden.

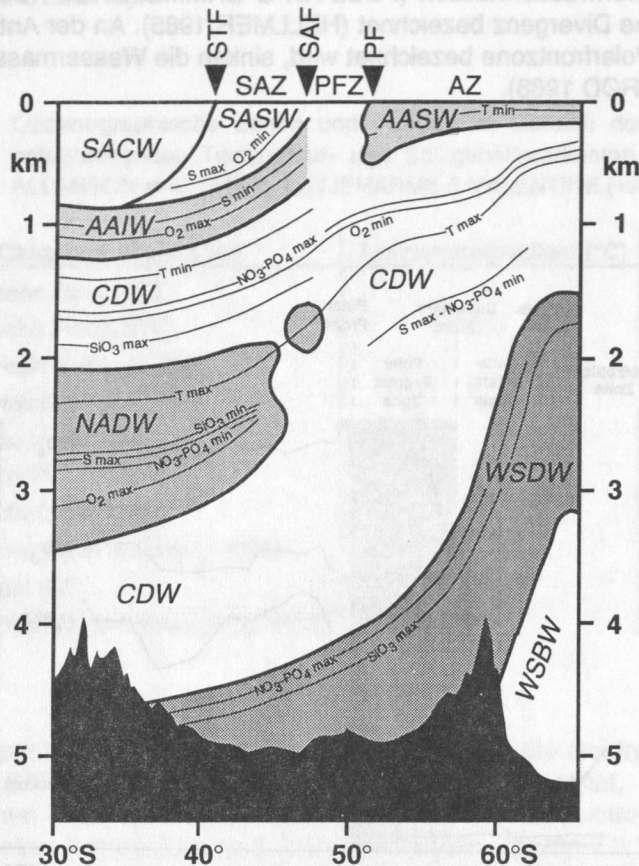


Abb. 6: Schematische Darstellung der vertikalen Wassermassenverteilung und ihrer Charakteristika im südlichen Südatlantik auf einem N-S-Schnitt westlich des Mittelatlantischen Rückens nach PETERSON & WHITWORTH (1989). Zur Nomenklatur der ozeanographischen Fronten und Zonen siehe Tab. 1; Wassermassen siehe Tab. 2.

2.3.2 Tiefenwassermassen

Das durch hohe Salzgehalte charakterisierte Zirkumpolare Tiefenwasser ("Circumpolar Deep Water" = CDW) bildet mengenmäßig die größte Wassermasse des Antarktischen Ozeans. Das Zirkumpolare Tiefenwasser zeichnet sich durch ein Nährsalzmaximum und Sauerstoffminimum aus (Abb. 6). Die Silikatgehalte steigen mit zunehmender Tiefe an (PETERSON & WHITWORTH III 1989). Das Nordatlantische Tiefenwasser ("North Atlantic Deep Water" = NADW) steigt südlich von 40°S in höhere Niveaus empor und wird im Bereich des Argentinischen Beckens in ca. 2000-3000 m Tiefe vom Antarktischen Zirkumpolarstrom erfaßt. Es ist durch ein Nährsalzminimum und Salzgehalt- bzw. Sauerstoffmaximum gekennzeichnet (REID et al. 1977; Abb. 6). Das Nordatlantische Tiefenwasser teilt das Zirkumpolare Tiefenwasser in ein Oberes Zirkumpolares Tiefenwasser ("Upper Circumpolar Deep Water" = UCDW) und in ein Unteres Zirkumpolares Tiefenwasser ("Lower Circumpolar Deep Water" = LCDW). Südlich der Subantarktischen Front erhält das Obere Zirkumpolare Tiefenwasser sein relatives Temperaturmaximum durch die darüberströmenden Wassermassen. Das charakteristische Nährsalzminium und Salzgehaltmaximum des Unteren Zirkumpolaren Tiefenwassers wird durch das Nordatlantische Tiefenwasser verursacht (WHITWORTH III & NOWLIN 1987).

Tab. 2: Potentielle Temperatur- und Salzgehaltbereiche für die Wassermassen des Südatlantiks. Daten nach CARMACK (1974), GORDON (1974), CARMACK (1977), CARMACK & FOSTER (1977), JACOBS & GEORGI (1977), GORDON (1978), TCHERNIA (1980) und GORDON & MOLLINELLI (1982).

Wassermasse	Pot. Temperatur (°C)	Salzgehalt (‰)
Südatlantisches Zentralwasser (SACW)	-	-
Subantarktisches Oberflächenwasser (SASW)	-	-
Antarktisches Oberflächenwasser (AASW) Winter	0 bis 2	34.00 bis 34.50
Sommer	-1.8 bis 6	33.60 bis 34.20
Antarktisches Zwischenwasser (AAIW)	3.3 bis 6.2	34.15 bis 35.56
Zirkumpolares Tiefenwasser (CDW)	0 bis 2.5	34.65 bis 34.80
Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW)	-	-
Winterwasser (WW)	-2.0 bis -1.5	34.20 bis 34.50
Westliches Schelfwasser (WSW)	-2.0 bis -1.6	34.56 bis 34.84
Schelfeiswasser (ISW)	-2.4 bis 2	34.56 bis 34.68
Weddellmeer Tiefenwasser (WSDW)	0.4 bis -0.1	34.66 bis 34.67
Modifiziertes Warmes Tiefenwasser (MWDW)	-1.6 bis 0	34.40 bis 34.64
Weddellmeer Bodenwasser (WSBW)	-1.4 bis -0.8	34.64 bis 34.68
Antarktisches Bodenwasser (AABW)	-0.8 bis 0	34.64 bis 34.68

2.3.3 Antarktisches Bodenwasser

Das kalte und salzreiche Antarktische Bodenwasser ("Antarctic Bottom Water" = AABW) wird zu 70 % im Weddellmeer, vorwiegend im Bereich des Ronne/Filchner-Schelfeises, gebildet. Es ist das dichteste Wasser des offenen Ozeans und strömt entsprechend seiner thermohalinen Beschaffenheit und der Topographie folgend nach Norden.

Für die Bildung des Antarktischen Bodenwassers sind das Westliche Schelfwasser ("Western Shelf Water" = WSW) und das Schelfeiswasser ("Ice Shelf Water" = ISW) von Bedeutung. Das Zirkumpolare Tiefenwasser geht im Westen des Weddellmeeres in das Weddellmeer Tiefenwasser ("Weddell Sea Deep Water" = WSDW) über, das sich mit dem an der Oberfläche strömenden kalten Winterwasser vermischt. Dabei entsteht das Modifizierte Warme Tiefenwasser ("Modified Warm Deep Water" = MWDW), das über die Schelfkante in 300-500 m nach Südwesten strömt. Durch Meereisbildung wird das Modifizierte Warme Tiefenwasser dichter, und es entsteht das Westliche Schelfwasser. Im Südosten wird durch Abschmelz- und Anfrrierprozesse unter dem Filchner-Schelfeis das sehr kalte, geringsaline Schelfeiswasser gebildet, das entlang der Filchner-Rinne nach Norden abfließt. Am Kontinentallhang sinken das Westliche Schelfwasser bzw. das Schelfeiswasser ab, vermischen sich mit dem Weddellmeer Tiefenwasser und bilden das Weddellmeer Bodenwasser ("Weddell Sea Bottom Water" = WSBW). Es besitzt denselben Salzgehalt wie das Antarktische Bodenwasser, ist aber kälter. Durch weitere Vermischung des Weddellmeer Bodenwasser mit dem Weddellmeer Tiefenwasser entsteht das Antarktische Bodenwasser, das entlang der Ostseite der Antarktischen Halbinsel als Konturstrom nach Norden strömt.

In einem Temperatur/Salinitätsdiagramm sind die Mischungsprozesse zwischen den Wassermassen auf dem Weg von der Antarktischen Zone zur Subantarktischen Zone abzulesen (Abb. 7). Der Übergang vom Nordatlantischen Tiefenwasser zum Antarktischen Zwischenwasser wird durch die Mischung von Tiefenwasser mit Oberflächenwasser im Bereich der Antarktischen Divergenz hervorgerufen. Das Zirkumpolare Tiefenwasser entsteht durch die Mischung von Nordatlantischem Tiefenwasser und Antarktischem Bodenwasser.

gewählt, da? unterschiedliche Wassermassen abgedeckt wurden.

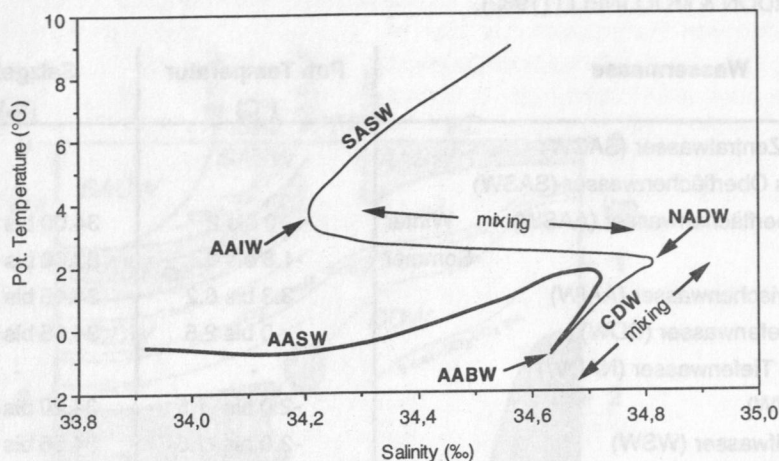


Abb. 7: Temperatur/Salinitäts-Diagramm von zwei ausgewählten Stationen aus der Subantarktischen Zone (—; PS1750, PS1751) und zwei Stationen aus der Antarktischen Zone (—; PS1760, PS1768) auf einem NE-SW-Schnitt über die ozeanographischen Fronten bei ca. 12°E - 4°E. Daten nach MACKENSEN et al. (1993). Zur Nomenklatur der Wassermassen siehe Tab. 2.

2.4 Meereisbedeckung

Sowohl die Meereisverbreitung als auch die Lichtverhältnisse spielen in den hohen Breiten eine wichtige Rolle für die Primärproduktion und sind dort extremen saisonalen Schwankungen unterworfen. Die größte Ausdehnung des Meereises im Bereich der Antarktis ist mit ca. 20 Mill. km² im August/September zu beobachten, während die geringste Meereisausbreitung mit 4 Mill. km² im Januar/Februar erreicht wird (OLBERS 1989). Abb. 8 gibt die Verbreitung des Meereises im Untersuchungsgebiet wieder.

Die Meereisbedeckung im Südatlantik schwankt im Bereich des Greenwich Meridians im Südwinter zwischen 53°S und 58°S. Im Durchschnitt liegt die Packeisdecke in diesem Bereich bei 56°S (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985). Ab November zieht sich die Meereisbedeckung rasch bis zum Kontinent zurück und erreicht im Südsommer ihr Minimum. Das Weddellmeer ist von Juni bis November zu mehr als 80 % mit Meereis bedeckt (SEA ICE CLIMATIC ATLAS 1985), wobei das Packeis im September bis in den Bereich der Süd-Sandwich Inseln reichen kann. Während im Südsommer das westliche Weddellmeer weiterhin zu 80 % mit Meereis bedeckt ist, zieht sich das Packeis im restlichen Weddellmeer bis zum Ronne/Filchner-Schelfeis zurück.

Die Packeisschicht ist von vielen kleinen Wasserrinnen, die 1 km bis 10 km lang sein können, durchbrochen. Im südöstlichen Weddellmeer erstrecken sich im Südsommer eisfreie Gebiete (Polynjas), die parallel zu den Schelfeiskanten verlaufen (GORDON & COMISO 1988). Küstenpolynjas mit einer Breite von 50 km bis 100 km entstehen, wenn das Abtreiben des Meereises durch ablandige Winde genauso schnell abläuft, wie die Neubildung des Meereises. Hochseepolynjas sind im Weddellmeer im Bereich des Maud-Rückens beobachtet worden.

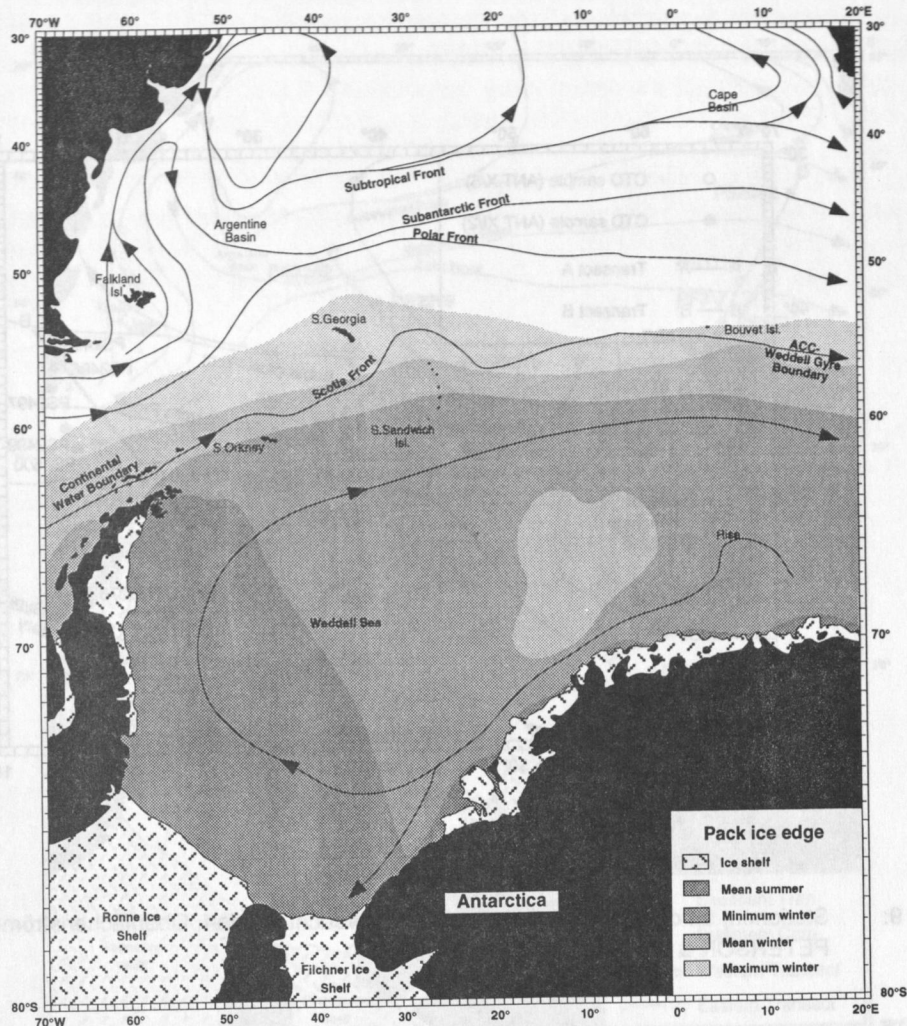


Abb. 8: Sommer- und Wintermeereisverbreitung im Südatlantik nach SEA ICE CLIMATIC ATLAS (1985). Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).

3. Probenmaterial und Probennahme

Im Untersuchungsgebiet wurden nach verschiedenen Gesichtspunkten sowohl Meerwasser- und Sinkstoffallenproben als auch Sedimentmaterial von Multi- bzw. Minicorer und langen Sedimentkernen (Schwere- bzw. Kolbenlot) bearbeitet.

3.1 Meerwasserproben

Die untersuchten Meerwasserproben wurden während den Forschungsfahrten ANT-X/5 und ANT-XI/2 mit FS POLARSTERN im Südatlantik gewonnen (GERSONDE 1993, eingereicht). Die Stationen konzentrierten sich auf den Profilen A und B, welche senkrecht zu den ozeanographischen Fronten genommen wurden (Abb. 9). Stationsnummern, Probenlokation und Wassertiefen sind im Anhang Tab. I wiedergegeben. Die Beprobung der Wassersäule erfolgte mittels eines Rosettenkranzwasserschöpfers. Dabei wurden die Probentiefen so gewählt, daß unterschiedliche Wassermassen abgedeckt wurden.

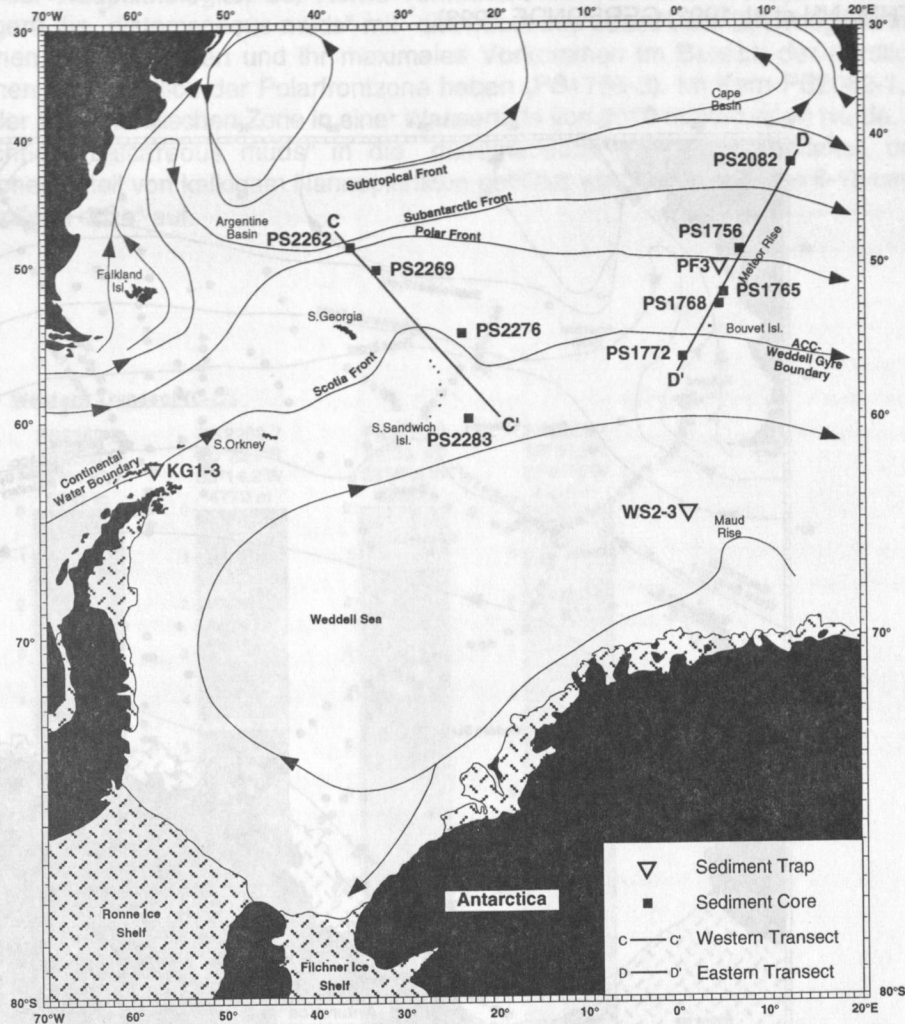


Abb. 10: Stationskarte der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sinkstoffallen und Sedimentkerne (westliches und östliches Profil). Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).

3.4 Sedimentkerne

Im Rahmen dieser Arbeit wurden neun Sedimentkerne bearbeitet, die auf einem östlichen und einem westlichen Profil senkrecht zu den ozeanographischen Fronten im Südatlantik liegen (Abb. 10). Das Sedimentkernmaterial aus dem östlichen Abschnitt des Antarktischen Zirkumpolarstromes wurde während den Expeditionen ANT-VIII/3 und ANT-IX/4 mit FS POLARSTERN gewonnen (GERSONDE & HEMPEL 1990, BATHMANN et al. 1992). Sedimentkernmaterial aus dem westlichen Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes stammt von der POLARSTERN-Expedition ANT-X/5 (GERSONDE 1993). Die Sedimentkerne wurden aus einem größeren Satz von Kernen so ausgewählt, daß aus den verschiedenen ozeanographischen Zonen jeweils ein Sedimentkern bearbeitet wurde. Für die Auswahl der Sedimentkerne im östlichen Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes war zudem eine bereits bestehende sedimentologische, mikropaläontologische und stratigraphische Datenbasis ausschlaggebend. Die Kenndaten der ausgewählten Kernstationen sind im Anhang Tab. IV wiedergegeben. Die Schwerelot- und Kolbenlotkerne wurden im Abstand von 10 cm mit 10 ml Spritzen beprobt. An den Kernen des westlichen Profils wurde zudem Porenwasser gewonnen. Es wurde aus 1 cm, 2,5 cm und 5 cm mächtigen Sedimentsegmenten mittels einer Niederdruckpresse mit Stickstoff ausgepreßt und über

einen Natriumacetatfilter der Größe $0,2\ \mu\text{m}$ filtriert. Ein detailliertes Beprobungsschema ist in den Fahrtberichten der einzelnen Expeditionen dokumentiert (GERSONDE & HEMPEL 1990, BATHMANN et al. 1992, GERSONDE 1993).

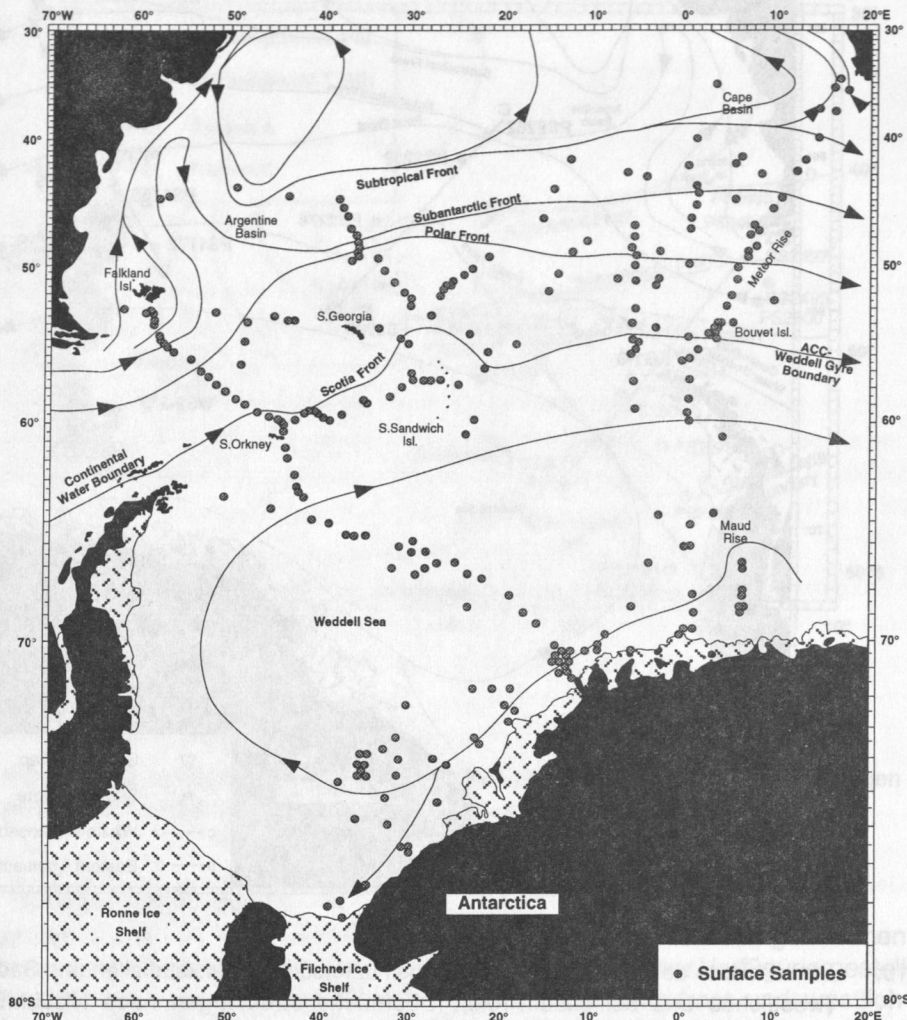


Abb. 11: Lokationen der Oberflächensedimentproben. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).

3.4.1 Lithologien

Im westlichen Abschnitt des Südatlantiks sind vier Sedimentkerne bearbeitet worden, deren Hauptlithologien in Abb. 12 dargestellt sind. Im Kern PS2262-8 wechsellagern "diatomaceous muds" mit "diatom-bearing muds". Neben "dropstones" enthalten die Kerne PS2262-8 und PS2269-7 eine Vielzahl von Mangan-Knollen, die im oberen Bereich fest zementiert sind, mit zunehmender Kerntiefe jedoch an Festigkeit verlieren und zerfallen. In den Kernen PS2269-7 und PS2276-4 aus dem Bereich der Antarktischen Zone wechsellagern "diatomaceous muds" mit "diatomaceous oozes". Der Kern PS2283-7 ist vollständig aus "diatomaceous ooze" aufgebaut, in die dünne Lagen mit massenhaft auftretenden monospezifischen länglichen Diatomeen (*Thalassiotrix*, *Corethron*) eingeschaltet sind. Sie sind als WC-Lagen (Wire Cut) gekennzeichnet, da sie sehr charakteristisch verfilzen und daher nur schwer mit dem Faden zu durchtrennen sind (Abb. 12). In den Kernen PS2276-4 und PS2283-7 treten zudem sehr gering mächtige vulkanische Aschenlagen auf, die von den Süd-Sandwich Inseln stammen (pers. Mtg., STRAUB).

Die fünf Kerne des östlichen Profils bestehen überwiegend aus "diatomaceous muds". Eine Übersicht der Hauptlithologien der Kerne vermittelt Abb. 13. Außer in Kern PS2082-1 wechsellagern die "diatomaceous muds" mit "diatomaceous oozes", die überwiegend in der Antarktischen Zone auftreten und ihr maximales Vorkommen im Bereich der nördlichen Antarktischen Zone südlich der Polarfrontzone haben (PS1765-3). Im Kern PS2082-1, der innerhalb der Subantarktischen Zone in einer Wassertiefe von 4610 m gewonnen wurde, sind geringmächtige "calcareous muds" in die "diatomaceous muds" eingeschaltet, deren karbonatischer Anteil von kalkigem Nannoplankton gebildet wird. In den oberen 6-19 cm tritt ein "foraminiferal ooze" auf.

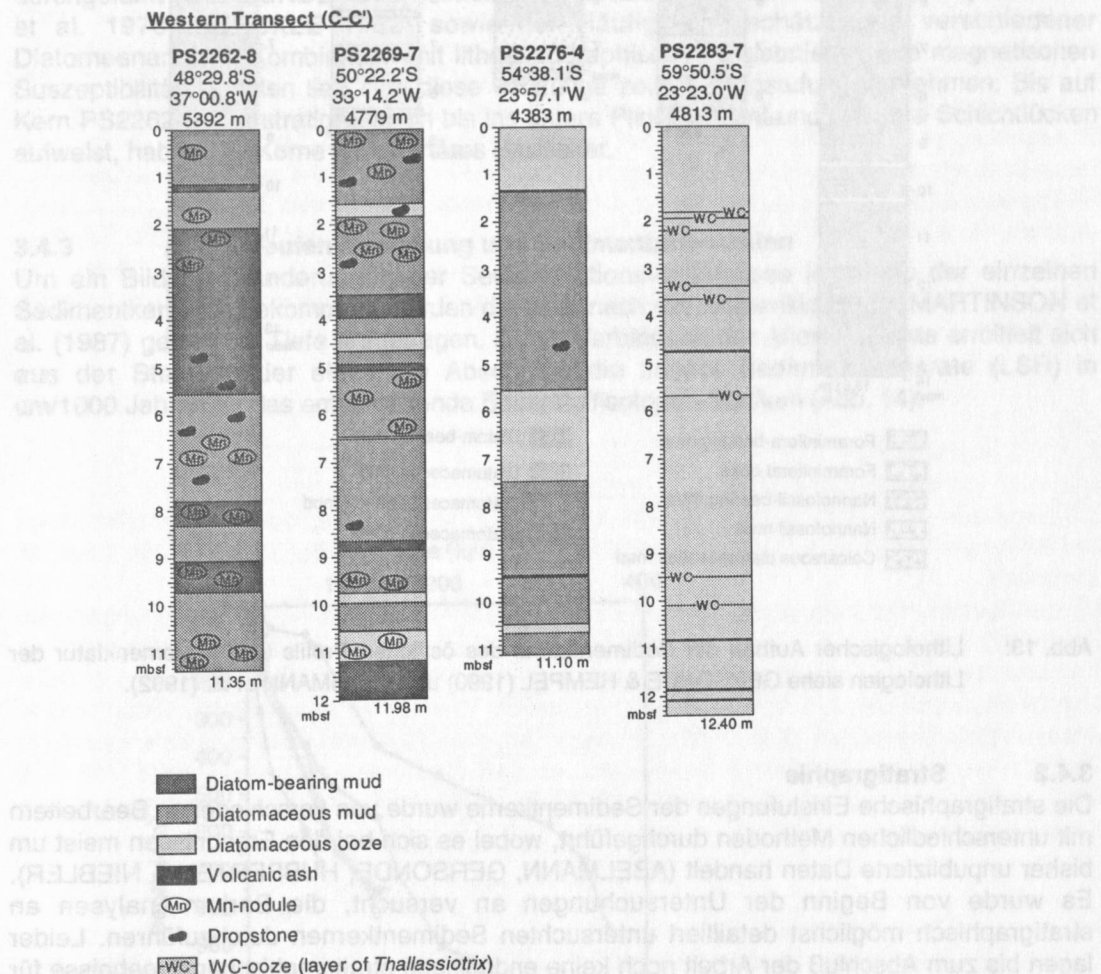


Abb. 12: Lithologischer Aufbau der Sedimentkerne des westlichen Profils (C-C'). Nomenklatur der Lithologien siehe GERSONDE (1993).

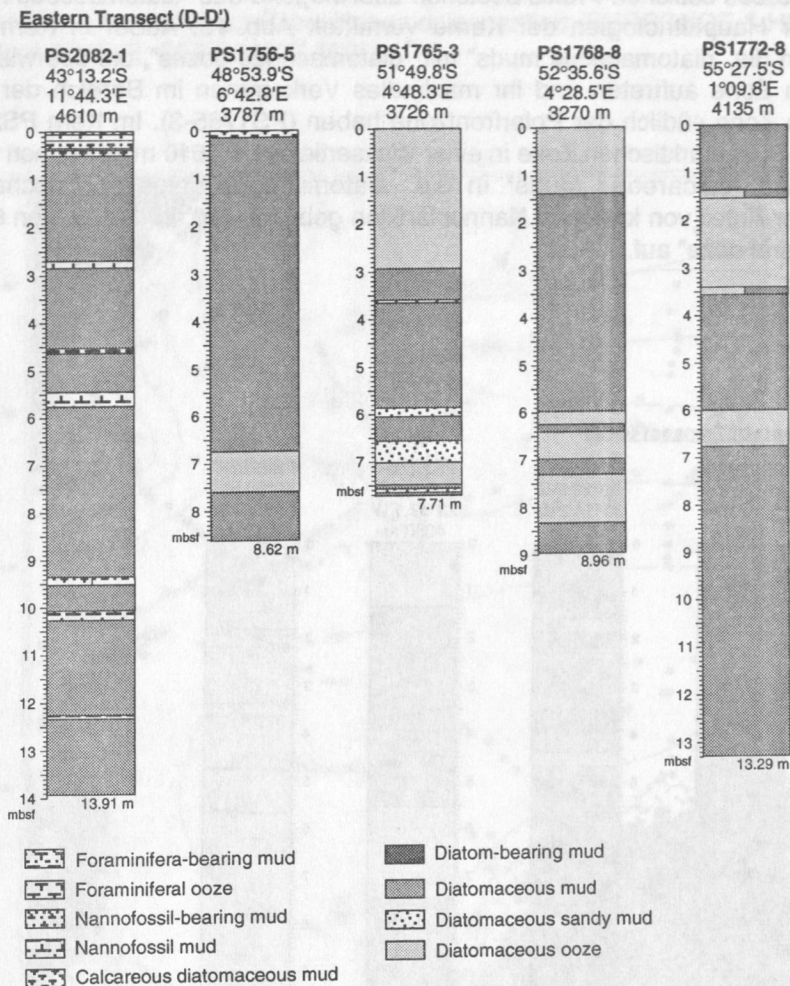


Abb. 13: Lithologischer Aufbau der Sedimentkerne des östlichen Profils (D-D'). Nomenklatur der Lithologien siehe GERSONDE & HEMPEL (1990) und BATHMANN et al. (1992).

3.4.2 Stratigraphie

Die stratigraphische Einstufungen der Sedimentkerne wurde von verschiedenen Bearbeitern mit unterschiedlichen Methoden durchgeführt, wobei es sich bei den Ergebnissen meist um bisher unpublizierte Daten handelt (ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER). Es wurde von Beginn der Untersuchungen an versucht, die Barium-Analysen an stratigraphisch möglichst detailliert untersuchten Sedimentkernen durchzuführen. Leider lagen bis zum Abschluß der Arbeit noch keine endgültigen stratigraphischen Ergebnisse für die Sedimentkerne des westlichen Profils vor. Daher werden für diese Sedimente keine Bariumakkumulationsraten bzw. Exportproduktivitäten aufgestellt, so daß die wechselnden Produktivitätsverhältnisse im westlichen Südatlantik während der Glazial-/Interglazialzeiten nicht beschrieben werden können.

An den Kernen PS1756-5, PS1765-3 und PS1772-8 wurden über die Biofluktuationsstratigraphie mit Hilfe von Diatomeen, Radiolarien und planktischen Foraminiferen (*Nitzschia kerguelensis*, *Nitzschia curta*/ *Nitzschia cylindrus*, *Eucampia balaustium*, *Chaetoceros* spp., *Eucampia antarctica*, *Azpeitia tabularis*, *Thalassiosira lentiginosa*, *Actinocyclus ingens*) Altersgrenzen ermittelt (GERSONDE unpubl. Daten). Es konnte keine stratigraphische Einordnung mittels der Sauerstoffisotopie vorgenommen werden, da zu wenige planktische und benthische Foraminiferen auftreten. Für die Kerne PS1768-8 und PS2082-1 ist eine isotope stratigraphische Einstufung möglich. Für Kern PS2082-1 wurden die $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ Signale an planktischen Foraminiferen (*Globigerina*

bulloides, *Neogloboquadrina pachyderma*) und an epibenthischen Foraminiferen (*Fontbotia wuellerstorfi*, *Cibicidoides* spp.) bestimmt (MACKENSEN et al. 1994). Neben $\delta^{18}\text{O}$ Verteilungen an *N. pachyderma* sin. im Kern PS1768-8 (HUBBERTEN & NIEBLER unpubl. Daten) wurden ebenfalls nach dem ^{230}Th Thorium Constant Flux-Modell Sedimentationsraten berechnet und zur Alterseinstufung herangezogen (FRANK et al. 1994). Im obersten Abschnitt des Kerns PS1768-8 fehlen die Sedimente der jüngsten 3000 Jahre (pers. Mtgl., RUTGERS V.D. LOEFF). An Kern PS1772-8 wurden neben der Biofluktuationsstratigraphie ebenfalls Sedimentationsraten nach dem ^{230}Th Thorium Constant Flux-Modell ermittelt und eine Alterseinstufung vorgenommen (FRANK et al. 1994). Den mit der Biofluktuationsstratigraphie und den Isotopen-Maxima bzw. Minima ermittelten Zeitmarken wurden nach der Zeitskala von MARTINSON et al. (1987) absolute Alter zugeordnet.

An den Kernen PS2262-8, PS2269-7, PS2276-4 und PS2283-7 wurde eine vorläufige Einstufung der jungquartären Abfolgen während der POLARSTERN-Expedition ANT-X/5 durchgeführt (GERSONDE 1993). Mittels der *Hemidiscus karstenii*-Stratigraphie (BURCKLE et al. 1978, BURCKLE 1982) sowie der Häufigkeitsabschätzungen verschiedener Diatomeenarten in Kombination mit lithostratigraphischen Ergebnissen und magnetischen Suszeptibilitätssignalen ließ sich diese vorläufige zeitliche Einstufung vornehmen. Bis auf Kern PS2262-8, der stratigraphisch bis ins untere Pliozän reicht und mehrere Schichtlücken aufweist, haben alle Kerne ein quartäres Basisalter.

3.4.3 Alters-Teufen-Beziehung und Sedimentationsraten

Um ein Bild über Änderungen der Sedimentationsverhältnisse innerhalb der einzelnen Sedimentkerne zu bekommen, werden die Alter nach der Nomenklatur von MARTINSON et al. (1987) gegen die Tiefe aufgetragen. Durch Verbindung der Altersfixpunkte ermittelt sich aus der Steigung der einzelnen Abschnitte die lineare Sedimentationsrate (LSR) in cm/1000 Jahren für das entsprechende Sauerstoffisotopen-Stadium (Abb. 14).

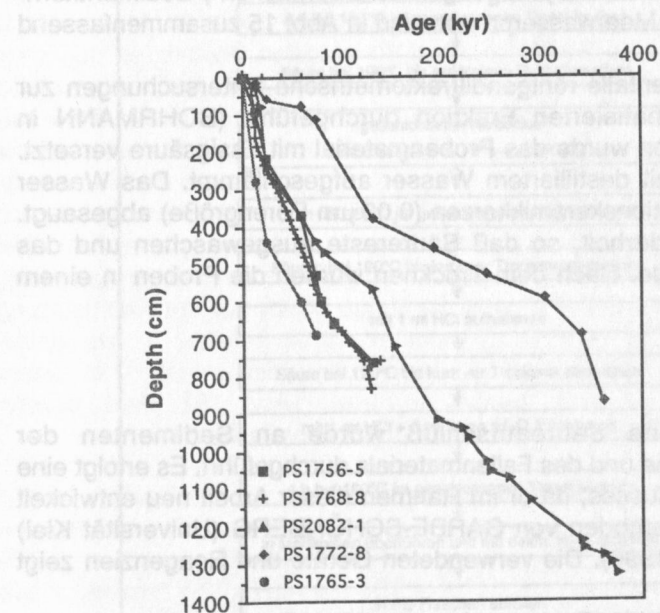


Abb. 14: Alters/Teufen-Modelle der bearbeiteten Sedimentkerne des östlichen Profils. Die Kurvenverläufe verdeutlichen die Änderung der linearen Sedimentationsraten. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).

Hohe Sedimentationsraten von über 20 cm/1000 Jahren sind im Kern PS2082-1 während des Stadiums 2 und in den Kernen PS1765-3 und PS1768-8 am Beginn des Holozäns beobachtet worden. Im Mittel liegen die linearen Sedimentationsraten zwischen 5,1 cm/1000 Jahren und 11,9 cm/1000 Jahren. In den Kernen PS2262-8 und PS2269-7 liegen die durchschnittlichen Sedimentationsraten zwischen 0,5 cm/1000 Jahre und 2 cm/1000 Jahre. Im südlicheren Abschnitt der Antarktischen Zone nehmen die linearen Sedimentationsraten auf 5 cm/1000 Jahre bis 10 cm/1000 Jahre zu (PS2276-4). Im Kern PS2283-7 werden ausschließlich "diatomaceous oozes" beobachtet, so daß vermutet wird, daß dieser Kern nur Sedimente des Holozäns enthält. Daraus ergibt sich für Kern PS2283-7 eine lineare Sedimentationsrate von über 100 cm/1000 Jahren. Im Vergleich zu den Kernen des östlichen Profils werden im westlichen Profil an der Polarfront keine hohen Sedimentationsraten beobachtet, sondern erst 5 Breitengrade südlich der Polarfront. Dagegen sind in Kernen aus dem saisonal eisbedeckten Gebiet im Gegensatz zum östlichen Profil sehr hohe lineare Sedimentationsraten festgestellt worden.

Da über die Biofluktuationsstratigraphie nur wenige Altersfixpunkte definierbar sind, werden die linearen Sedimentationsraten häufig über einen großen Tiefenbereich gemittelt. Im Kern PS1765-3 beträgt die holozäne Sedimentationsrate 22,9 cm/1000 Jahren und umfaßt einen Tiefenbereich von 0 cm bis 275 cm. Während des Holozäns sind allerdings große Schwankungen der Sedimentationsraten mit einem Maximum um 9.000-10.000 Jahren vor heute (Holozänes Klimaoptimum) zu verzeichnen. Im Kern PS1768-8 zeigt sich anhand der ^{230}Th -Alter eine Abnahme der linearen Sedimentationsrate von 30,3 cm/1000 Jahren während des holozänen Klimaoptimums auf 8,7 cm/1000 Jahren vor 5450 Jahren. Entsprechend sind die linearen Sedimentationsraten, welche nur über die Biofluktuationsstratigraphie ermittelt worden sind, nur eine Annäherung an die wahren Verhältnisse.

4. Analytik

4.1 Probenaufbereitung

Die einzelnen Aufbereitungsschritte und Analysengänge des Oberflächen-, Sedimentkern- und Sinkstoffallenmaterials sowie der Meerwasserproben sind in Abb. 15 zusammenfassend dargestellt.

An den Sedimentproben wurden ebenfalls röntgendiffraktometrische Untersuchungen zur Opalbestimmung an der entkarbonatisierten Fraktion durchgeführt (BOHRMANN in Vorbereitung). Zum Entkarbonatisieren wurde das Probenmaterial mit Essigsäure versetzt. Anschließend wurde das Material mit destilliertem Wasser aufgeschlämmt. Das Wasser wurde mittels Unterdruck durch Filtrationskeramikkerzen ($0,03\text{ }\mu\text{m}$ Porengröße) abgesaugt. Dieser Vorgang wurde dreimal wiederholt, so daß Säurereste ausgewaschen und das Sediment gleichzeitig entsalzen wurde. Nach dem Trocknen wurden die Proben in einem Achatmörser homogenisiert.

4.2 Säureaufschluß

Der im folgenden beschriebene Säureaufschluß wurde an Sedimenten der Oberflächenproben, der Sedimentkerne und des Fallenmaterials durchgeführt. Es erfolgt eine detaillierte Beschreibung des Aufschlusses, da er im Rahmen dieser Arbeit neu entwickelt wurde, modifiziert nach Aufschlußmethoden von GARBE-SCHÖNBERG (Universität Kiel) sowie HEINRICHS & HERRMANN (1990). Die verwendeten Geräte und Reagenzien zeigt Tab. V im Anhang.

Es wurden je nach vorhandenem Probenvolumen 20-100 mg Probensubstanz (Trockengewicht) direkt in Teflon-Tiegel eingewogen. Aus Sicherheitsmaßnahmen beim Umgang mit Perchlorsäure erfolgte zunächst die Oxidation von organischen Substanzen. Dazu wurden die Proben mit 5 ml Salpetersäure (HNO_3) versetzt und der organische Kohlenstoff in verschlossenen Tiegeln 8 h bei $180\text{ }^\circ\text{C}$ auf der Heizplatte aufoxidiert. Die Säure wurde bei $190\text{ }^\circ\text{C}$ bis auf einen kleinen Rest abgeraucht. Für den eigentlichen Aufschluß wurde die Analysesubstanz mit 3 ml HNO_3 , 3 ml Flußsäure (HF) und 4 ml Perchlorsäure (HClO_4) versetzt und die geschlossenen Teflon-Tiegel für mindestens 10 h bei

180 °C auf die Heizplatte gestellt. Bei 190 °C wurden die Säuren bis kurz vor Trockene eingedampft. Beim völligen Austrocknen des Rückstandes können sich leicht Sulfate und Chloride unter Bildung von Oxiden (hier Aluminiumoxide) zersetzen, die nur schwer wieder in Lösung zu bringen sind. Der bis kurz vor Trockene eingedampfte Rückstand wurde mit 1 ml Salzsäure (HCl) versetzt, um einen etwaigen Niederschlag von Fluoriden wieder zu lösen. Ein Fluoridniederschlag enthält etwa 35 % Al, 0,20 % Ca und 0,01 % Si (HEINRICHS & HERRMANN 1990). Die Säure wurde wiederum bis kurz vor Trockene abgeraucht. Der Rückstand wurde mit Salzsäure und 5 ml deionisiertem Wasser aufgenommen und für 4 h bei 160 °C nochmals aufgekocht. Die Menge an Salzsäure richtet sich nach dem Volumen des Meßkolbens, in den die Lösung umgefüllt wird. Die Stoffmengenkonzentration im Kolben soll etwa 0,5 mol HCl/l betragen. Die klare Lösung wurde in einen 10 ml bzw. 50 ml Meßkolben (entsprechend der Menge an eingewogener Trockensubstanz) überführt, bis zur Ringmarke mit deionisiertem Wasser aufgefüllt und in gereinigte PE-Probenflaschen abgefüllt.

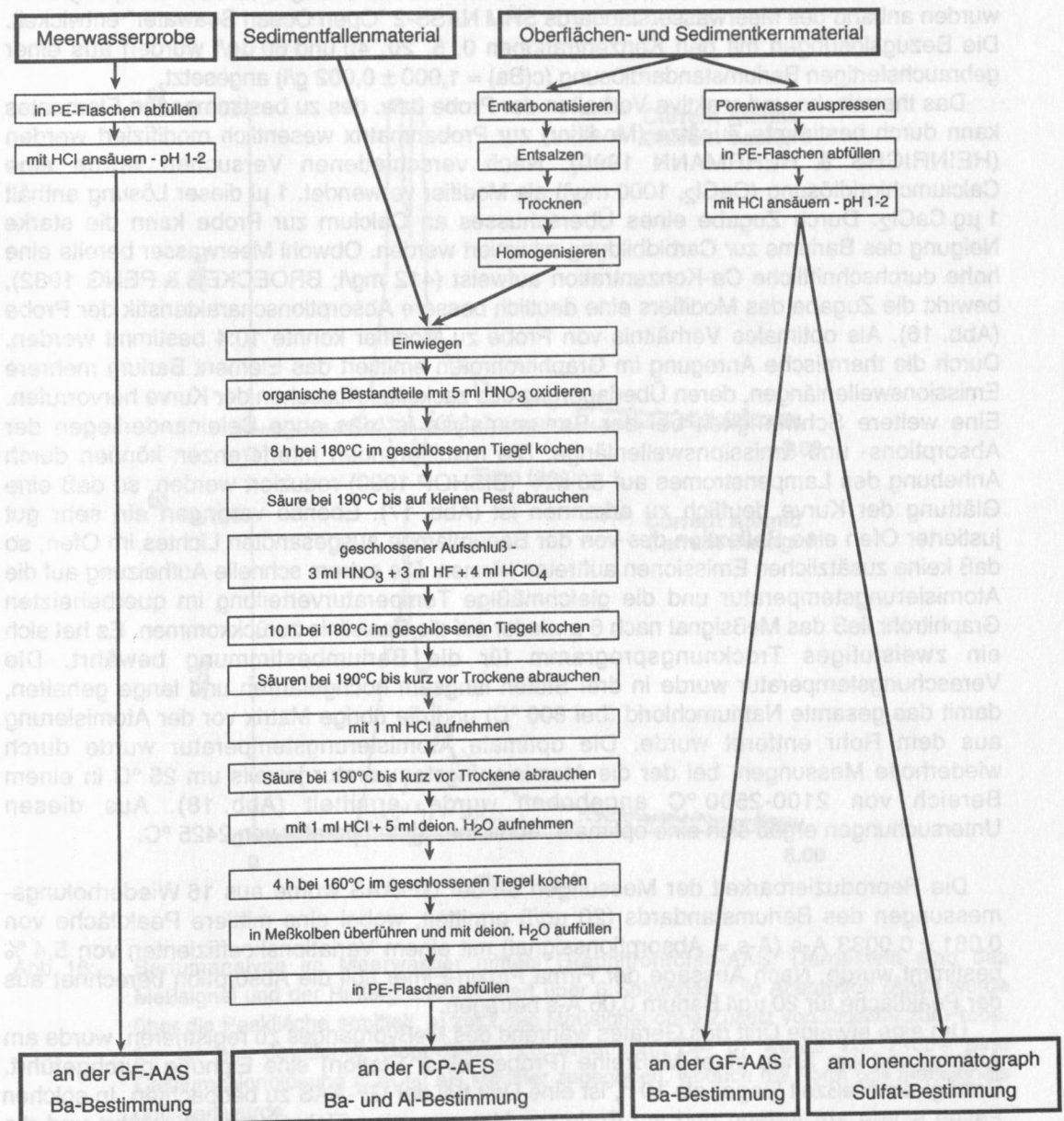


Abb. 15: Schematische Darstellung der Probenaufbereitung und -bearbeitung.

4.3 Analytische Verfahren

4.3.1 Bariumbestimmung an Wasserproben mittels Graphitrohrofen-Atomabsorptionsspektrometrie (GF-AAS)

Barium wurde an Porenwässern und Meerwasserproben mit Hilfe der GF-AAS 4100 ZL der Firma Perkin-Elmer bestimmt. Das Gerät ist mit einem Probenautomaten AS-70 und einem Umlauf-Kühlsystem ausgestattet. Als Schutzgas wurde Argon verwendet. Die Wellenlänge für Barium beträgt 553,6 nm. Es wurde ein querbeheiztes, pyrolytisch beschichtetes THGA-Graphitrohr mit integrierter L'vov-Plattform benutzt. Das Gerät enthält zudem eine longitudinale Zeeman-Effekt-Untergrundkorrektur. Die Auswertung der Signale erfolgte über die Peakfläche. Die instrumentellen Bedingungen sind dem Anhang Tab. VI zu entnehmen.

Aufgrund der niedrigen Konzentrationen und der sehr hohen Salinitäten sind die Anforderungen an das Analyseverfahren sehr hoch, so daß eine einfache Übernahme der von BISHOP (1990) beschriebenen Methode nicht möglich war. Deshalb mußte im Rahmen dieser Arbeit ein neues Verfahren zur Bestimmung von Barium in salzhaltiger Lösung mit der Graphitrohrofen-AAS entwickelt werden. Die Geräteeinstellung und das Ofenprogramm wurden anhand des Meerwasserstandards SRM NASS-2 "Open Ocean Seawater" entwickelt. Die Bezugslösungen mit den Konzentrationen 0, 5, 20, 40 und 60 µg/l wurden aus einer gebrauchsfertigen Bariumstandardlösung ($c(\text{Ba}) = 1,000 \pm 0,002 \text{ g/l}$) angesetzt.

Das thermische und reaktive Verhalten der Probe bzw. des zu bestimmenden Elementes kann durch bestimmte Zusätze (Modifier) zur Probenmatrix wesentlich modifiziert werden (HEINRICHS & HERRMANN 1990). Nach verschiedenen Versuchen wurde eine Calciumchloridlösung (CaCl_2 , 1000 mg/l) als Modifier verwendet. 1 µl dieser Lösung enthält 1 µg CaCl_2 . Durch Zugabe eines Überschusses an Calcium zur Probe kann die starke Neigung des Bariums zur Carbidbildung minimiert werden. Obwohl Meerwasser bereits eine hohe durchschnittliche Ca-Konzentration aufweist (412 mg/l; BROECKER & PENG 1982), bewirkt die Zugabe des Modifiers eine deutlich bessere Absorptionscharakteristik der Probe (Abb. 16). Als optimales Verhältnis von Probe zu Modifier konnte 10:4 bestimmt werden. Durch die thermische Anregung im Graphitrohrofen emittiert das Element Barium mehrere Emissionswellenlängen, deren Überlagerung das zackelige Aussehen der Kurve hervorrufen. Eine weitere Schwierigkeit bei der Bariumanalyse ist das enge Beieinanderliegen der Absorptions- und Emissionswellenlänge. Die resultierenden Interferenzen können durch Anhebung des Lampenstromes auf 50 mA (BISHOP 1990) reduziert werden, so daß eine Glättung der Kurve deutlich zu erkennen ist (Abb. 17). Ebenso verringert ein sehr gut justierter Ofen eine Reflexion des von der Bariumlampe ausgesandten Lichtes im Ofen, so daß keine zusätzlichen Emissionen auftreten können. Die extrem schnelle Aufheizung auf die Atomisierungstemperatur und die gleichmäßige Temperaturverteilung im querbeheizten Graphitrohr ließ das Meßsignal nach 6 s wieder auf die Basislinie zurückkommen. Es hat sich ein zweistufiges Trocknungsprogramm für die Bariumbestimmung bewährt. Die Veraschungstemperatur wurde in drei Stufen langsam hochgefahren und lange gehalten, damit das gesamte Natriumchlorid (bei 800 °C) und die übrige Matrix vor der Atomisierung aus dem Rohr entfernt wurde. Die optimale Atomisierungstemperatur wurde durch wiederholte Messungen, bei der die Atomisierungstemperatur jeweils um 25 °C in einem Bereich von 2100-2500 °C angehoben wurde, ermittelt (Abb. 18). Aus diesen Untersuchungen ergab sich eine optimale Atomisierungstemperatur von 2425 °C.

Die Reproduzierbarkeit der Messungen an der GF-AAS wurde aus 16 Wiederholungsmessungen des Bariumstandards (20 µg/l) ermittelt, wobei eine mittlere Peakfläche von $0,061 \pm 0,0033 \text{ A-s}$ ($\text{A-s} = \text{Absorptionssignal}$) mit einem Variationskoeffizienten von 5,4 % bestimmt wurde. Nach Aussage der Firma Perkin-Elmer soll die Absorption berechnet aus der Peakfläche für 20 µg/l Barium 0,06 A-s betragen.

Um eine etwaige Drift des Gerätes während des Meßvorganges zu registrieren, wurde am Anfang und am Ende einer Meßreihe (Proben einer Station) eine Eichung durchgeführt. Beträgt die Meßzeit länger als 10 h, ist eine Drift bei der GF-AAS zu beobachten. In solchen Fällen wurde am Anfang und am Ende der Messung eine Eichreihe durchgeführt und die Proben dazwischen ohne Wiederholungsmessungen analysiert. Die Gesamtdauer der Messungen betrug somit 6 h. Anschließend wurden die Bariumgehalte nach folgender Formel korrigiert, wobei eine konstante Drift vorausgesetzt wurde:

$$x = \frac{y - \left(b1 - \frac{\Delta b \cdot (\text{Probennummer} - 1)}{(\text{Probenanzahl} - 1)} \right)}{\left(a1 - \frac{\Delta a \cdot (\text{Probennummer} - 1)}{(\text{Probenanzahl} - 1)} \right)} \quad (1)$$

mit $\Delta a = a2 - a1$
 $\Delta b = b2 - b1$.

- a1 Steigung der 1. Eichgerade
 a2 Achsenabschnitt der 1. Eichgerade
 b1 Steigung der 2. Eichgerade
 b2 Achsenabschnitt der 2. Eichgerade

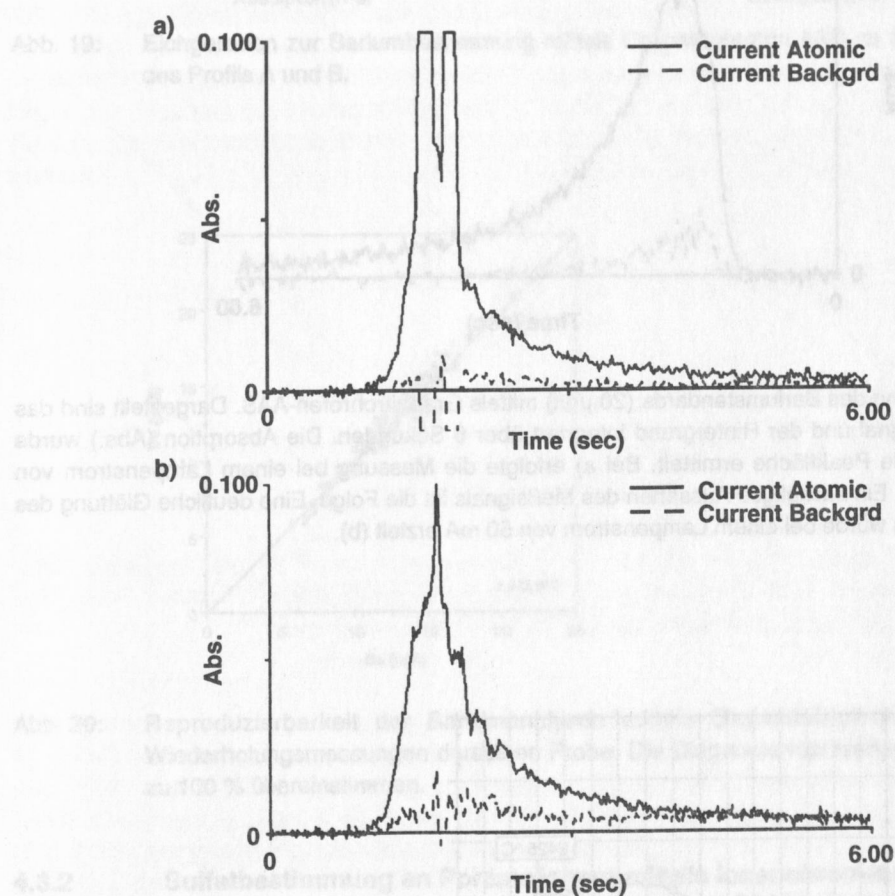


Abb. 16: Bariumanalyse im Meerwasser mittels Graphitrohrfen-AAS. Dargestellt sind das Meßsignal und der Hintergrund integriert über 6 Sekunden. Die Absorption (Abs.) wurde über die Peakfläche ermittelt. a) zeigt das Meßsignal ohne Zusatz von Modifier zur Probe. Es ist ein deutlicher Doppelpeak zu erkennen. Bei b) wurde zur Probe eine Calciumchloridlösung (CaCl_2) als Modifier zugegeben, wodurch die Form des Meßsignals optimiert wurde.

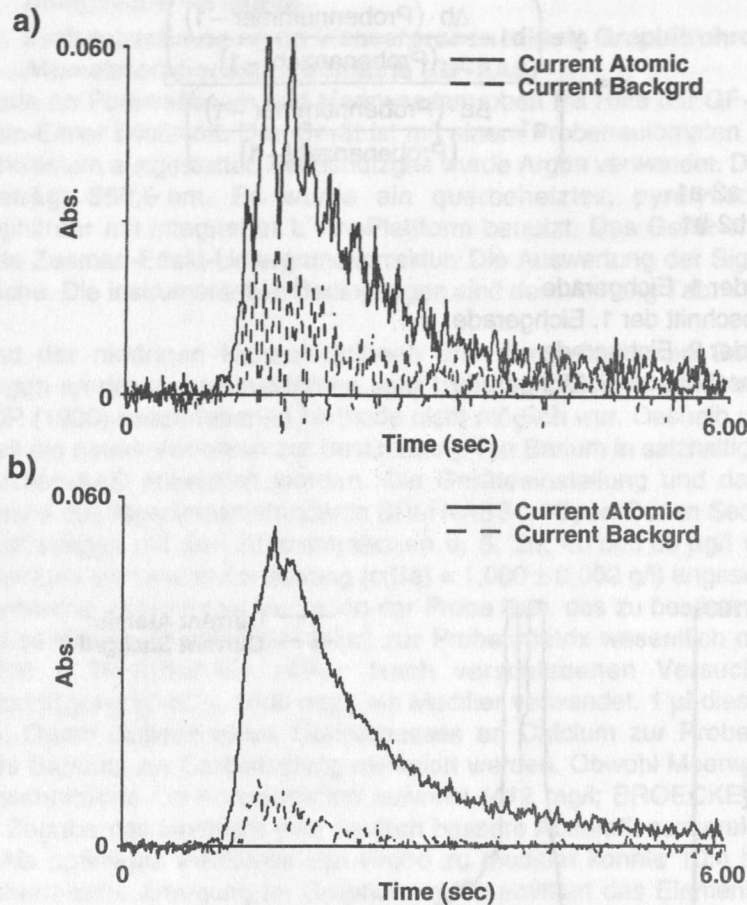


Abb. 17: Messung des Bariumstandards (20 µg/l) mittels Graphitrohrfurn-AAS. Dargestellt sind das Meßsignal und der Hintergrund integriert über 6 Sekunden. Die Absorption (Abs.) wurde über die Peakfläche ermittelt. Bei a) erfolgte die Messung bei einem Lampenstrom von 25 mA. Ein zackeliges Aussehen des Meßsignals ist die Folge. Eine deutliche Glättung des Signals wurde bei einem Lampenstrom von 50 mA erzielt (b).

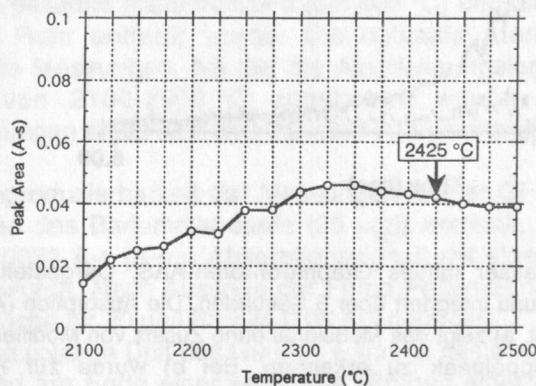


Abb. 18: Optimierung der Atomisierungstemperatur an der Graphitrohrfurn-AAS für das Element Barium. Dargestellt ist die Temperatur gegen die Absorption, welche über die Peakfläche berechnet wurde. Bei 2425 °C sind die Absorptionen von Peakfläche und Peakhöhe unter Einbeziehung der Form des Meßsignals optimal.

Für jede CTD-Station lagen max. 24 Meerwasserproben vor, so daß bei zwei Wiederholungsmessungen die Zeit der gesamten Analyse 6 h betrug. Auf die Analyse der Meerwasserproben wirkte sich die Drift daher nicht aus. Für jedes CTD-Profil wurden die Absorptionen der Standards gemittelt und eine Eichgerade pro Profil erstellt (Abb. 19). Mit dieser Eichgeraden wurden die Konzentrationen der einzelnen Proben berechnet (Daten s. Anhang Tab. VII). Die Reproduzierbarkeit der Daten ist Abb. 20 zu entnehmen. Der Korrelationskoeffizient beträgt $r = 0,982$.

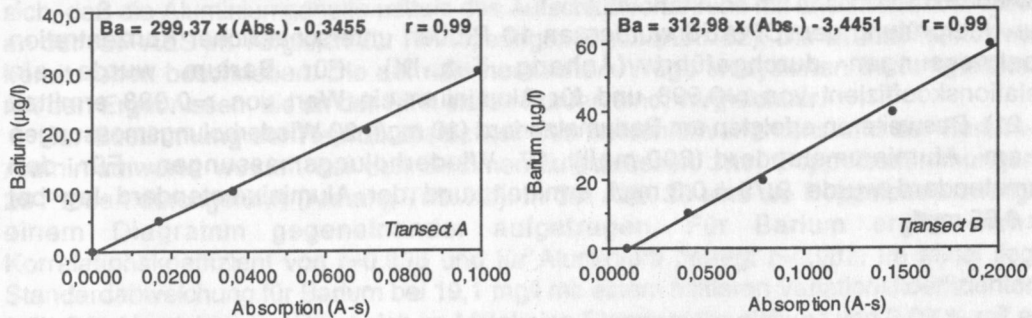


Abb. 19: Eichgeraden zur Bariumbestimmung mittels Graphitrohrfen-AAS an Meerwasserproben des Profils A und B.

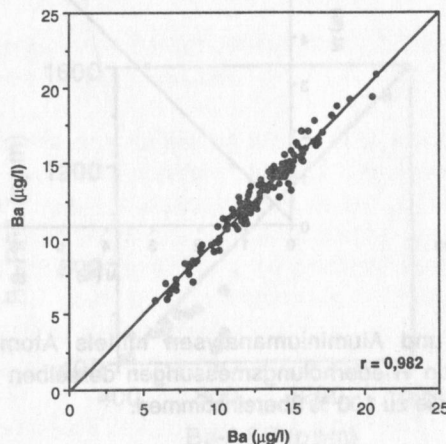


Abb. 20: Reproduzierbarkeit der Bariumanalysen mittels Graphitrohrfen-AAS anhand von Wiederholungsmessungen derselben Probe. Die Diagonale repräsentiert Messungen, die zu 100 % übereinstimmen.

4.3.2 Sulfatbestimmung an Porenwässern mittels Ionenchromatographie

An den angesäuerten Porenwässern der Stationen PS2269 und PS2283 wurden Sulfatbestimmungen durchgeführt. Die Messungen erfolgten mit dem Ionenchromatograph 2110 i der Firma DIONEX am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel. Die Proben wurden vor der Analyse 1:500 verdünnt, um den Salzgehalt zu minimieren und die Sulfatkonzentration in den Meßbereich des Gerätes zu bringen. Die Bezugslösungen mit den Konzentrationen 0,5, 1, 5, und 10 mg/l wurden aus einer gebrauchsfertigen Sulfat-Standardlösung Titrisol ($1,000 \pm 0,002$ g $\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{SO}_4$ in Wasser) angesetzt. Zur Überprüfung der Meßgenauigkeit des Ionenchromatographen wurde ein Meerwasserstandard SRM NASS-2 "Open Ocean Seawater" analysiert, der nach CHESTER (1990) 28,2 mmol/kg Sulfat enthält. Das Mittel von drei Messungen liegt bei $29 \pm 2,3$ mmol/kg mit einem Variationskoeffizient von 8 %.

4.3.3 Bariumbestimmung an Aufschlußlösungen mittels Atomemissionsspektrometrie (ICP-AES)

An den angesäuerten Aufschlußlösungen (s. Kap. 4.2) wurden Barium- und Aluminiumgehalte gemessen. Die Messungen erfolgten mit der ICP-AES 6000 der Firma Perkin-Elmer am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel. Als Kühl- und Plasmagas wurde Argon verwendet. Bei dem Zerstäuber handelt es sich um den Typ Meinhard. Die Wellenlänge für Barium beträgt 455,4 nm und für Aluminium 396,2 nm. Es wurde eine Zweipunkt-Eichung durchgeführt. Die Geräteeinstellung ist dem Anhang Tab. VIII zu entnehmen.

Zur Überprüfung der ICP-AES wurden an 10 Proben unterschiedlicher Konzentration Doppelmessungen durchgeführt (Anhang Tab. IX). Für Barium wurde ein Korrelationskoeffizient von $r=0,998$ und für Aluminium ein Wert von $r=0,998$ ermittelt (Abb. 21). Desweiteren erfolgten am Bariumstandard (10 mg/l) 20 Wiederholungsmessungen und am Aluminiumstandard (200 mg/l) 17 Wiederholungsmessungen. Für den Bariumstandard wurde $9,79 \pm 0,3$ mg/l ermittelt, und der Aluminiumstandard lag bei $198 \pm 0,65$ mg/l.

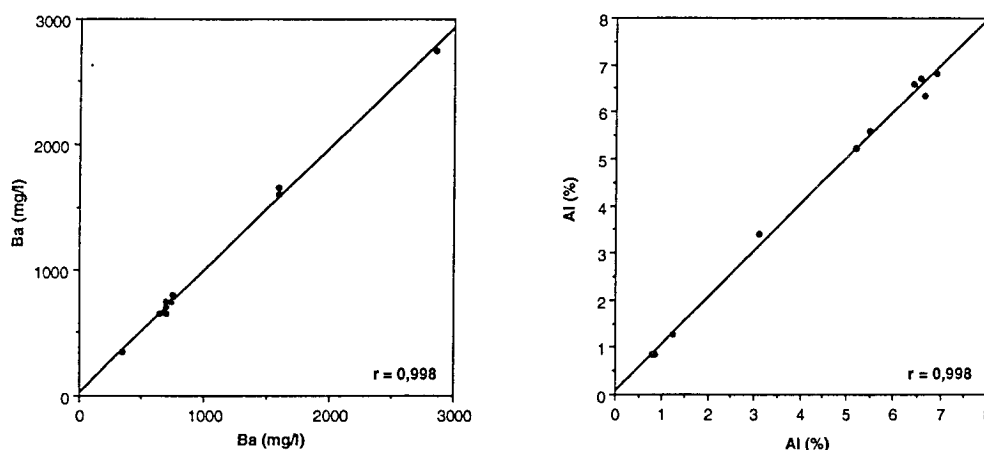


Abb. 21: Reproduzierbarkeit der Barium- und Aluminiumanalysen mittels Atomemissionsspektrometer (ICP-AES) anhand von Wiederholungsmessungen derselben Probe. Die Diagonale repräsentiert Messungen, die zu 100 % übereinstimmen.

Zur weiteren Überprüfung der Richtigkeit der Analysen wurden pro Aufschlußsatz zusätzlich zu den 28 Sedimentproben eine internationale Standardreferenzprobe (MAG-1) und eine Blindprobe analysiert. Für den MAG-1 Standard geben MANHEIM et al. (1976) den Bariumgehalt mit 493 ± 70 mg/l und den Al_2O_3 -Gehalt mit 16,44 % an. Die hier bestimmten Bariumwerte liegen im Mittel bei 468 ± 27 mg/l mit einem Variationskoeffizienten von 5,8 % und die Al_2O_3 -Werte im Mittel bei $15,09 \pm 0,75$ %. Der Variationskoeffizient der Al_2O_3 -Werte beträgt 5,0 % (Anhang Tab. X). Der Vergleich dieser Werte zeigt, daß Barium sich mittels Säureaufschluß und ICP-AES-Messungen im Rahmen der Standardabweichung erfassen läßt. Nach HEINRICHS (pers. Mtg.) liegen die Werte für Aluminium in wässrigen Lösungen generell um ca. 5-10 % zu niedrig, was sich bei den eigenen Untersuchungen bestätigte. Ein Grund hierfür ist, daß sich beim Aufschluß mit Flußsäure Aluminiumfluoride bilden, die beim Aufnehmen des Rückstandes mit Salpetersäure oder Salzsäure in Nitrate bzw. Chloride überführt werden. In diesem Übergang besteht die Unsicherheit. Zudem ist Aluminium schwer in Lösung zu halten, da es beim geringsten Kontakt mit Luftsauerstoff als Oxid ausfällt und anschließend nicht mehr in Lösung zu bringen ist. Eine andere Fehlerquelle könnte die Messung am ICP-AES sein. Gerade mit dem Meinhard-Zerstäuber machen sich Unterschiede in der Oberflächenspannung, Dichte und Viskosität zwischen Probe und

Bezugslösung bemerkbar (HEINRICHS & HERMANN 1990). Es sollten daher nur sehr stark verdünnte Aufschlußlösungen verwendet werden ($\sim 0,0001$ g Probe/ml; HEINRICHS & HERMANN 1990). Die Aufschlußlösungen für die Aluminiumbestimmung wurden nur 1:10 verdünnt ($\sim 0,0002$ g Probe/ml).

Um die Effizienz des Aufschlußverfahrens weiter zu untersuchen, wurden einige Proben zusätzlich mit der Röntgenfluoreszenzanalytik (RFA) untersucht (Daten s. Anhang Tab. XI). Diese Messungen wurden freundlicherweise von D. NÜRNBERG (AWI Bremerhaven) und K. LACKSCHEWITZ (GEOMAR Kiel) durchgeführt. Beim Vergleich der Meßergebnisse zeigt sich, daß die Aluminiumgehalte mittels des Aufschlußverfahrens mit anschließender Messung an der ICP-AES im Vergleich zur RFA niedriger liegen (Abb. 22). Die Gründe hierfür wurden bereits oben beschrieben. Die auf naßchemischem Wege analysierten Bariumgehalte sind mit den Ergebnissen, die an der RFA erzielt worden sind, vergleichbar.

Zur Bestimmung der Reproduzierbarkeit des Aufschlußverfahrens und der Barium- und Aluminiumwerte wurden bei den Sedimentaufschlüssen zwei Doppelbestimmungen auf 28 Proben durchgeführt (Anhang Tab. XII). In der Abb. 23 sind die Doppelbestimmungen in einem Diagramm gegeneinander aufgetragen. Für Barium ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von $r=0,996$ und für Aluminium beträgt $r=0,987$. Im Mittel liegt die Standardabweichung für Barium bei 19,1 mg/l mit einem mittleren Variationskoeffizienten von 3 %. Für Aluminium errechnet sich im Mittel eine Standardabweichung von 0,03 % mit einem Variationskoeffizienten von 2 %.

Zusammenfassend läßt sich zeigen, daß diese Untersuchungen die hohe Genauigkeit und Reproduzierbarkeit der Methode belegen, so daß auch nur sehr geringe Probenmengen, wie sie z.B. aus Sinkstoffallenmaterial gewonnen werden, aufgeschlossen und analysiert werden können.

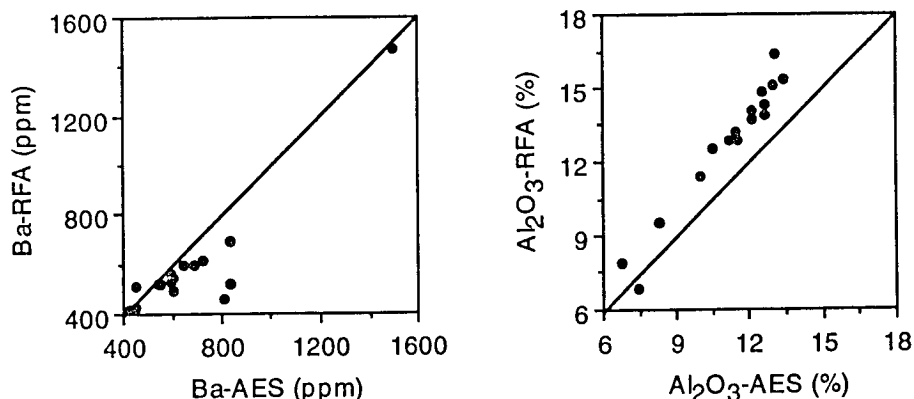


Abb. 22: Vergleich von Barium- und Aluminiumanalysen, die zum einen über das Aufschlußverfahren mit anschließender Messung am Atomemissionsspektrometer (ICP-AES) und zum anderen mittels der Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelt worden sind. Die Diagonale repräsentiert Barium- bzw. Aluminiumgehalte, die bei beiden Analysenmethoden zum selben Ergebnis führen.

4.4 Berechnung von Akkumulationsraten

Aus den linearen Sedimentationsraten lassen sich unterschiedliche Sedimentationsgeschwindigkeiten während einzelner Isotopenstadien ableiten. Um die Kerne, die aus unterschiedlich stark verfestigten Sedimenten bestehen, miteinander korrelieren zu können, werden Akkumulationsraten (AR) berechnet. Die Akkumulationsrate ist ein Maß für die Ablagerung einer Sedimentmenge pro Fläche und Zeit. Die Berechnung erfolgt nach folgender Formel (VAN ANDEL et al. 1975):

$$AR_{\text{ges}} = LSR \times DBD \quad (2)$$

mit

AR_{ges} Gesamtakkumulationsrate ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{ka}$)
 LSR Lineare Sedimentationsrate ($\text{cm}/1000$ Jahre)
 DBD Trockenraumdichte (g/cm^3).

Die Trockenraumdichte wird nach folgender Gleichung berechnet (EHRMANN & THIEDE 1985), wobei vorausgesetzt wird, daß der Porenraum vollständig mit Wasser gefüllt ist:

$$DBD = WBD - (D_{\text{kor}} \times \text{POR} / 100) \quad (3)$$

mit

WBD Feuchtraumdichte (g/cm^3)
 D_{kor} Dichtekorrektur für Porenwasser (BOYCE 1976) $= 1,0363$ (g/cm^3)
 POR Porosität (Vol.-%).

Die sedimentphysikalischen Parameter wie Porosität und Feuchtraumdichte wurden von KUHN (AWI Bremerhaven) zur Verfügung gestellt.

Nach EHRMANN & THIEDE (1985) berechnet sich die Akkumulationsrate für die einzelnen Elemente und Komponenten wie folgt:

$$AR_{\text{Ba}} = AR_{\text{ges}} \times \text{Gew. \% Barium} / 100 \quad (4)$$

$$AR_{\text{Al}} = AR_{\text{ges}} \times \text{Gew. \% Aluminium} / 100 \quad (5)$$

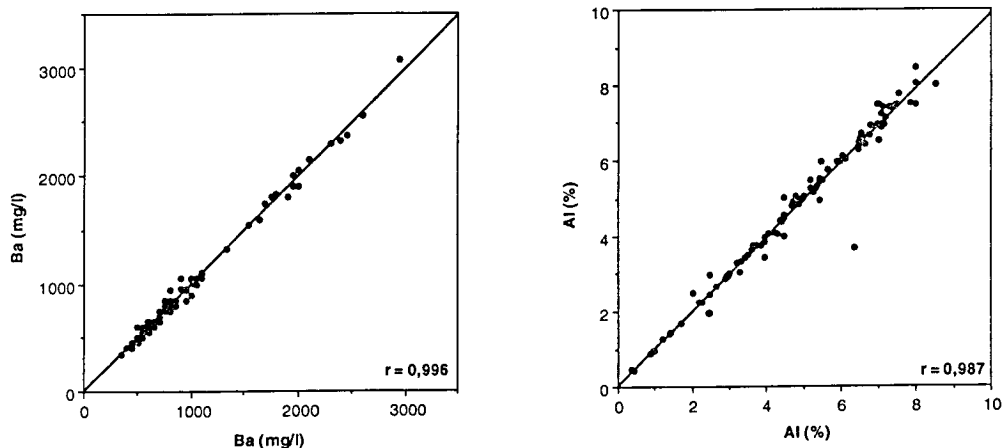


Abb. 23: Überprüfung des Aufschlußverfahrens anhand von Doppelbestimmungen. Die Diagonale repräsentiert Barium- bzw. Aluminiumgehalte, die mittels Atomemissionsspektrometer (ICP-AES) analysiert wurden und zu 100 % übereinstimmen.

5. Biogener Anteil am Bariumgehalt der Sedimente

Innerhalb der Wassersäule liegt partikuläres Barium zum größten Teil in Form von Barytkristallen vor, so daß diese Phase als die Hauptphase betrachtet wird, mit der Barium ins Sediment transportiert wird (DEHAIRS et al. 1980, 1987, 1990, 1991, BISHOP 1988). Der genaue Prozeß der Barytbildung ist noch nicht bekannt. Nach CHOW & GOLDBERG (1960), DEHAIRS et al. (1980) und BISHOP (1988) soll die Barytbildung innerhalb der Wassersäule in "microenvironments" erfolgen, in denen der labile Schwefel des organischen Materials zersetzt wird und es lokal zu einem Sulfatüberschuß kommt. Das freigesetzte Sulfat bewirkt eine Barytfällung, da das Meerwasser relativ zu Baryt leicht untersättigt ist. Nach DEHAIRS et al. (1980) und WEFER et al. (1982) beträgt der Barytanteil (Ba_{Baryt}) am Gesamtbariumgehalt im partikulären Material der Wassersäule $75 \pm 20 \%$. Bei dem restlichen Bariumanteil handelt es sich um in Silikat- und Karbonatgerüsten sowie in organischem Material eingebautes oder adsorbtiv gebundenes Barium ($Ba_{bio \text{ ohne Baryt}}$) sowie um terrigenes Barium (Ba_{terr}). Bei der Verwendung von Barium als Produktivitätsanzeiger ist die Kenntnis des biogenen Bariums ($Ba_{bio} = Ba_{Baryt} + Ba_{bio \text{ ohne Baryt}}$) von entscheidender Bedeutung. Der Anteil an biogenem Barium ($Ba_{bio \text{ ohne Baryt}}$) in Silikat- und Karbonatgerüsten sowie in organischem Material läßt sich aus der Bariumkonzentration von Schalen und anderen Partikeln bestimmen. Nach LEA & BOYLE (1989) beinhalten Karbonatschalen max. 30 ppm Barium. DEHAIRS et al. (1980) gibt den Bariumgehalt von Silikatschalen mit max. 120 ppm an, und das partikuläre organische Material enthält max. 60 ppm Barium (MARTIN & KNAUER 1973, RILEY & ROTH 1971). Die Bariumgehalte in biogenen Komponenten errechnen sich demnach nach folgender Formel (DEHAIRS et al. 1980):

$$(Ba)_{bio \text{ ohne Baryt}} = (120 \text{ ppm} \times \% \text{ Opal}/100) + (30 \text{ ppm} \times \% \text{ Karbonat}/100) + (60 \text{ ppm} \times \% C_{org}/100) \quad (6)$$

Die angegebenen Bariumgehalte sind Obergrenzen, so daß die $Ba_{bio \text{ ohne Baryt}}$ -Gehalte max. 120 ppm betragen sollten.

Die Kenntnis des Anteils an terrigenem zugeführtem Barium spielt bei der Verwendung von Barium als Produktivitätsanzeiger eine entscheidende Rolle. Nach SHIMMIELD et al. (1990) kann Aluminium als Indikator für den terrestrischen Eintrag von Tonmineraldetritus verwendet werden. Aluminium ist das charakteristische Element der Alumosilikate, die vorwiegend aus der terrestrischen Verwitterung, zu geringen Anteilen aus der Verwitterung von ozeanischen Basalten und/ oder aus hydrothermalen Produkten stammen. Die Gesamtbariumgehalte können mit Hilfe des Aluminiumgehaltes normiert werden. In erster Annäherung kann über das Ba/Al-Verhältnis der Gehalt an biogenem Barium abgeschätzt werden (CALVERT 1976, SHIMMIELD et al. 1990, VON BREYMANN et al. 1992). Ebenfalls läßt sich unter Verwendung des Aluminiumgehaltes eine Berechnung des biogenen Bariums nach folgender Formel durchführen (BOSTRÖM et al. 1973):

$$(Ba)_{bio} = (Ba)_{ges} - (Ba)_{terr} \quad (7)$$

mit

$$(Ba)_{terr} = (Al)_{Probe} \times (Ba/Al)_{Erdkruste} \quad (8)$$

Die Formel setzt voraus, daß der gesamte Aluminiumgehalt der Sedimente an Alumosilikate gebunden ist. Nach TAYLOR (1964) und RÖSLER & LANGE (1972) liegt das globale mittlere Ba/Al-Verhältnis der Alumosilikate zwischen 0,005 und 0,01 (Mittelwert = 0,0075), und nach WEDEPOHL (1991) beträgt es 0,0065. Bei Verwendung dieser, in der Literatur angegebenen Werte für das Ba/Al-Verhältnis der Alumosilikate ergeben sich zum Teil negative Werte für das biogene Barium in Sedimentproben des Weddellmeeres (südlich 60°S). Daher wurde an drei küstennahen Oberflächenproben des Weddellmeeres ein regionaler Korrekturfaktor selbst ermittelt. Diese Oberflächenproben (PS1619, PS1622 und PS1625) stammen aus dem Gebiet unter dem ehemaligem Filchner-Schelfeis. Bis zum Februar/März 1986 war dieses Gebiet für wahrscheinlich mehrere Jahrzehnte mit Schelfeis bedeckt. Unter Winterpackeis findet nur eine minimale Phytoplanktonproduktion mit Gesamtflüssen von $< 1 \text{ mg/m}^2/\text{Tag}$ statt, wie Untersuchungen an einer Sinkstoffalle des zentralen Weddellmeeres (WS1) aus 863 m Wassertiefe zeigen (FISCHER et al. 1988). Das

Gebiet unterhalb des Schelfeises war daher von der Primärproduktion bis zum Jahr 1986 abgeschlossen. Im Februar/März 1986 kam es zu einem großen Kalbungsereignis von Eismassen des Filchner-Schelfeises (FÜTTERER 1988), so daß die Sedimente während der Polarsternfahrt ANT-VI/3 im Februar 1988 beprobt werden konnten. Die gewonnenen Oberflächenproben sind durch geringe Opal- und Karbonatgehalte gekennzeichnet, was auf einen geringen Eintrag primärproduzierter Biogenkomponenten hindeutet (SCHLÜTER 1991). Der Bariumgehalt dieser Sedimente wird somit als überwiegend terrigenes Signal interpretiert. Der Mittelwert der Ba/Al-Verhältnisse dieser drei Proben beträgt 0,0067 (Anhang Tab. XIV). Das biogene Barium, welches sich aus diskreten Barytpartikeln und aus in Silikat- und Karbonatgerüsten sowie in organischem Material eingebautem bzw. adsorbtiv gebundenem Barium zusammensetzt, läßt sich demnach wie folgt berechnen:

$$Ba_{bio} = Ba_{ges} - (Al \times 0,0067) \quad (9)$$

Das Hauptliefergebiet für die Sedimente des Antarktischen Zirkumpolarstromes im atlantischen Sektor bildet die Antarktische Halbinsel (PETSCHIK & KUHN 1994), so daß die Verwendung des vor dem Filchner-Schelfeises ermittelten Korrekturfaktors für die Proben aus dem gesamten Untersuchungsgebiet des Antarktischen Zirkumpolarstromes zulässig erscheint. Die Sedimente nördlich des Antarktischen Zirkumpolarstromes beinhalten teilweise terrigene Komponenten aus regional anderen Liefergebieten (Südafrika und Südamerika). Die geringe Abweichung des regional für das Weddellmeer ermittelten Korrekturfaktors (0,0067) von dem von WEDEPOHL (1991) angegebenen globalen mittleren Ba/Al-Verhältnis der Alumosilikate (0,0065) rechtfertigt jedoch, daß auch die Sedimente nördlich des Antarktischen Zirkumpolarstromes mit diesem regionalen Korrekturfaktor korrigiert werden können. Nur für die Sedimente der Bransfield-Straße wurde ein anderer Korrekturfaktor angewendet, da es sich im Bereich der Bransfield-Straße um eine Smektit-reiche Region mit vulkanogenen Ablagerungen handelt (PETSCHIK & KUHN 1994). Die publizierten Barium- und Aluminiumgehalte von Vulkaniten der Süd-Shetland Inseln und des nördlichen Graham-Landes wurden dazu gemittelt (Aluminium: 8,95 %, Barium: 187 ppm; SMELLIE 1990a, BAKER 1990, SMELLIE 1990b, SMELLIE 1990c, SMELLIE 1990d, SMELLIE 1990e, SMELLIE 1990f). Das Ba/Al-Verhältnis der Alumosilikate beträgt für diese Region 0,0021.

6. Gelöstes Barium in den Wassermassen des Antarktischen Zirkumpolarstromes

Die Untersuchungen im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes betrachten die kleinräumige Bariumverteilung in den Wassermassen, nachdem im Rahmen des GEOSECS Programmes Untersuchungen zur globalen Verteilung gelösten Bariums durchgeführt worden sind (CHAN et al. 1977). Wichtige Fragestellungen sind, ob die verschiedenen Wassermassen unterschiedliche Gehalte an gelösten Barium besitzen, und ob sich die Lage der ozeanographischen Fronten in den Konzentrationen des gelösten Bariums widerspiegeln.

Die Zufuhr gelösten Bariums in die Ozeane erfolgt hauptsächlich über Flußeintrag (BROECKER & PENG 1982). Hydrothormaler Eintrag aus ozeanischen Quellen ist nur lokal begrenzt von Bedeutung (DYMOND 1981). Die Konzentrationen gelösten Bariums variieren in verschiedenen Ozeanen. So enthält das an Nährstoffen verarmte Oberflächenwasser des Atlantiks gelöstes Barium zwischen 36 nmol/kg und 44 nmol/kg, und im nährstoffreichen Antarktischen Zirkumpolarstrom bewegen sich die Gehalte gelösten Bariums im Oberflächenwasser zwischen 60 nmol/kg und 100 nmol/kg (CHAN et al. 1977). Vertikalprofile gelösten Bariums in den Ozeanen sind durch eine Abnahme im Oberflächenwasser und eine Zunahme mit der Tiefe charakterisiert. Im Oberflächenwasser liegen die Gehalte an gelöstem Barium bis zu 70 % niedriger als im Tiefenwasser (BROECKER & PENG 1982). Daher zählt Barium zu den biointermediären Elementen. Die Bariumprofile zeigen eine Übereinstimmung mit den Profilen von Silikat und Alkalinität, was auf eine Zugehörigkeit des gelösten Bariums zum biogenen Zyklus schließen läßt (CHAN et al. 1977). Barium wird dem Oberflächenwasser entzogen, in den absinkenden schwer löslichen silikatischen und/oder karbonatischen Hartteilen aufgenommen und erst in der unteren Wassersäule und im

Sediment regeneriert (LEA & BOYLE 1989). Die Verteilung gelösten Bariums in den Ozeanen ist abhängig von der Tiefenwasserzirkulation. Die Gehalte gelösten Bariums in 4000 m Wassertiefe nehmen vom Nordatlantik über den Südatlantik und den Antarktischen Zirkumpolarstrom sowie den Indischen Ozean bis in den Nordpazifik zu (CHAN et al. 1977, BROECKER & PENG 1982).

6.1 Ergebnisse zur Bariumverteilung innerhalb der Wassersäule

Auf allen Stationen des Profils A im westlichen Untersuchungsgebiet steigen die Bariumgehalte mit zunehmender Wassertiefe an (Abb. 24; Daten s. Anhang Tab. VII). Im Oberflächenwasser liegen sie bei 41 nmol/kg an der nördlichsten Station (PS2261) und steigen kontinuierlich mit zunehmender geographischer Breite auf 91 nmol/kg (PS2283) an. Südlich der Polarfront werden ab 500 m Wassertiefe Bariumkonzentrationen von 100 nmol/kg bis 110 nmol/kg beobachtet. Nördlich der Polarfront treten solche Bariumkonzentrationen dagegen erst ab 2000-2500 m Wassertiefe auf. Maximale Bariumgehalte von 130 nmol/kg wurden zwischen 3000 m und 4000 m Wassertiefe an den Stationen PS2263 und PS2265 ermittelt. Die Bariumkonzentrationen der Station PS2280 unterscheiden sich von allen anderen erheblich. Es wurden schon in 76 m Wassertiefe Bariumgehalte von 103 nmol/kg bestimmt, die bis in 993 m Wassertiefe auf 152 nmol/kg ansteigen.

Alle Probenstationen des Profils B sind durch geringe Konzentrationen gelösten Bariums im Oberflächenwasser und eine Zunahme mit der Tiefe charakterisiert (Abb. 24; Daten s. Anhang Tab. VII). An der nördlichsten Station (PS2495) liegen die Bariumgehalte im Oberflächenwasser bei 47 nmol/kg. Mit zunehmender geographischer Breite ist eine kontinuierliche Zunahme der Bariumgehalte im Oberflächenwasser zu beobachten. An der südlichsten Station (PS2511) wurden im Oberflächenwasser Bariumkonzentrationen von 94 nmol/kg ermittelt. Unterhalb einer Wassertiefe von 500 m werden südlich der Polarfront Bariumgehalte > 100 nmol/kg beobachtet. Nördlich der Polarfront treten diese Bariumkonzentrationen erst ab 1000 m bis 1500 m Wassertiefe auf. Zwischen 50°S und 55°S steigen die Bariumgehalte bis auf Maximalwerte von 160 nmol/kg in 4000 m Wassertiefe an. Bei 41°S nehmen die Bariumgehalte ab 2000 m Wassertiefe von 111 nmol/kg auf 96 nmol/kg wieder ab.

6.2 Gelöstes Barium im Vergleich zu gelöstem Silikat und zur Hydrographie

Die Lage der ozeanographischen Fronten, wie sie zur Zeit der Beprobung auf den Fahrtabschnitten ANT-X/5 und ANT-XI/2 beobachtet wurde, ist in Abb. 25 dargestellt. Übereinstimmend mit DEHAIRS (1989) ist eine Abreicherung von Barium und Silikat im Oberflächenwasser von Süd nach Nord festzustellen. An den ozeanographischen Fronten treten abrupte Änderungen der Barium- und Nährstoffkonzentrationen auf, welche sich im Oberflächenwasser (Abb. 26) und auch in den tieferen Wasserschichten finden lassen (Abb. 27, Abb. 28). Der Gradient ist an der Polarfront am stärksten ausgebildet. Die ACC-Weddellwirbel-Grenze wird dagegen nicht durch Änderungen im Bariumgehalt nachgezeichnet. Ein Vergleich von Bariumprofilen mit Silikatprofilen innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes zeigt eine geringere Abreicherung gelösten Bariums an der Oberfläche (50-105 nmol/kg) als bei Silikat (5-55 μ mol/kg; Abb. 29). Silikatgehalten von 5 μ mol/kg im Oberflächenwasser stehen im Antarktischen Zirkumpolarstrom Bariumgehalte von ca. 80 nmol/kg und in niederen Breiten Bariumgehalte von ca. 40 nmol/kg gegenüber (CHAN et al. 1977). Daher scheint im Gegensatz zu niederen Breiten innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes die Abreicherung von Barium im Oberflächenwasser nicht linear mit der Abreicherung von Silikat zu verlaufen. Das gelöste Barium regeneriert mit den silikatischen Hartteilen nach dem Absterben der Organismen beim Transport zum Meeresboden. Daher ist das gelöste Barium an der Oberfläche nicht abgereichert. Zudem liegen die Gehalte gelösten Bariums generell so hoch (Nanomol-Bereich), daß die Bildung von Baryt (Pikomol-Bereich; DEHAIRS et al. 1980) keine Auswirkung auf die Konzentration gelösten Bariums hat. Nach TUREKIAN & JOHNSON (1966) können die geringen Unterschiede in den Bariumgehalten auch durch die kurze Verweildauer gelösten Bariums im Antarktischen Zirkumpolarstrom hervorgerufen werden. Sie ermitteln für den Bereich des

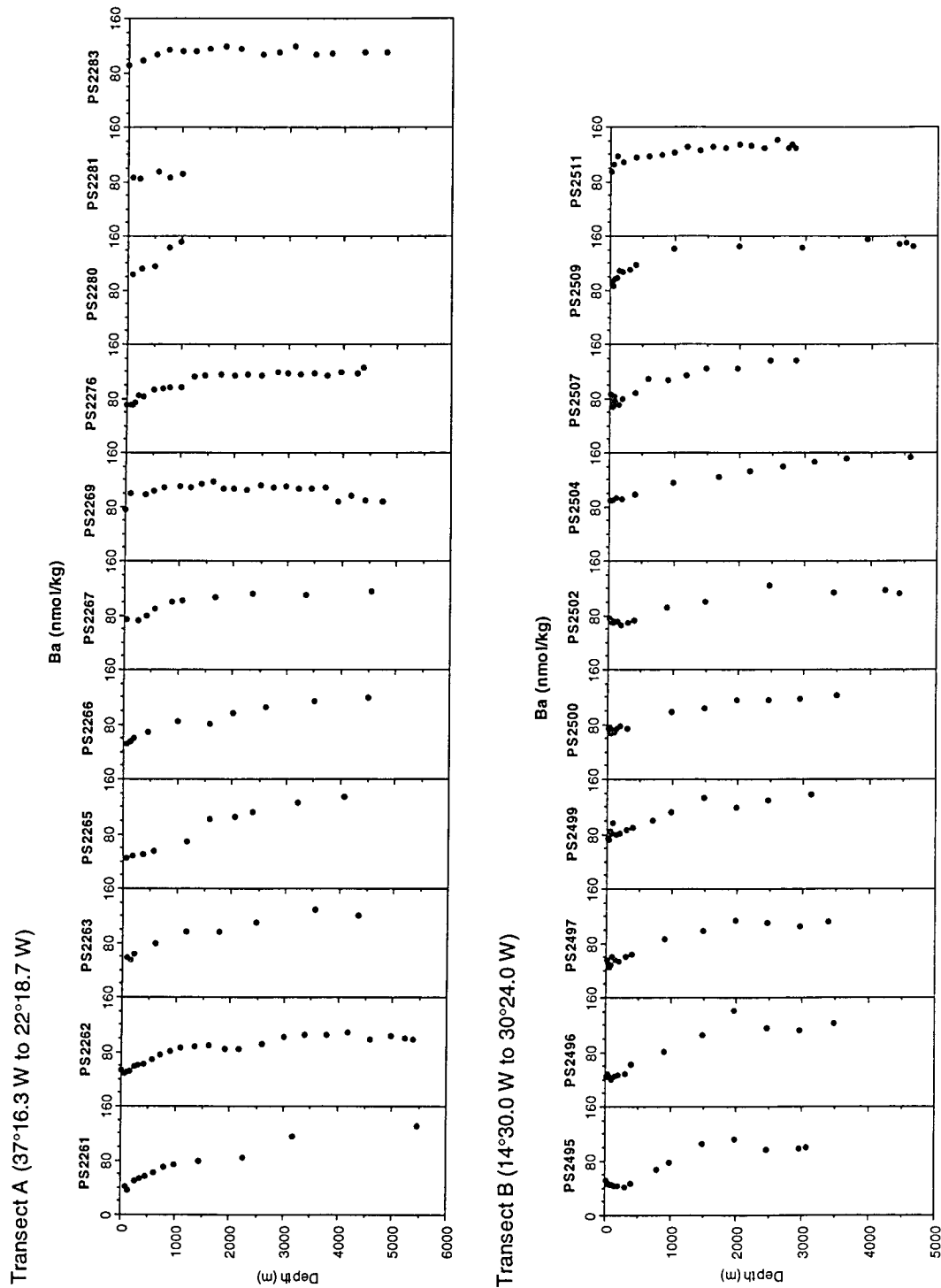


Abb. 24: Konzentrationen gelösten Bariums in der Wassersäule für die Stationen der Profile A und B im westlichen Sektor des Südatlantiks.

südöstlichen Pazifiks, in dem "diatomaceous ooze" zur Ablagerung kommt, eine Verweilzeit gelösten Bariums von nur 33 Jahren.

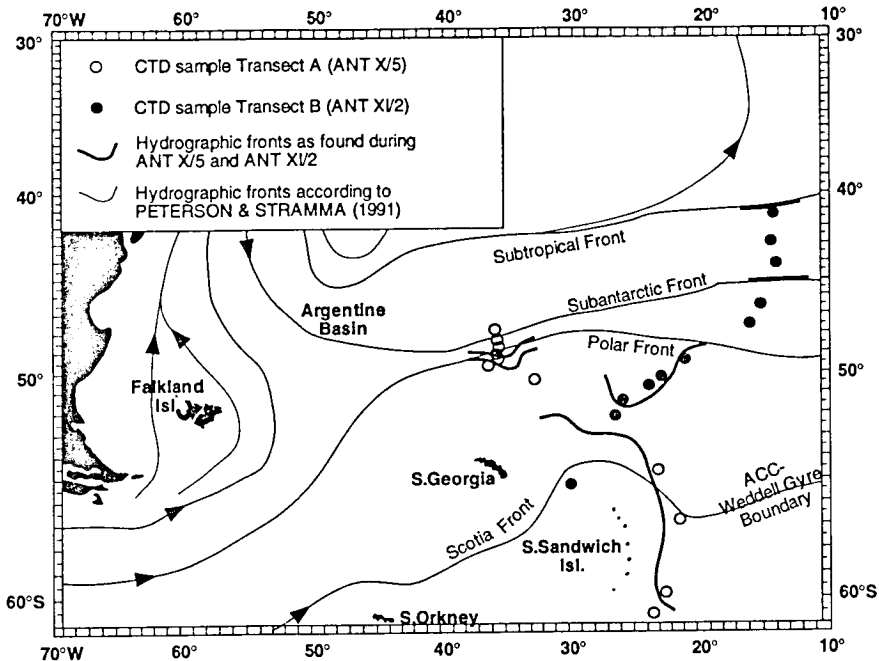


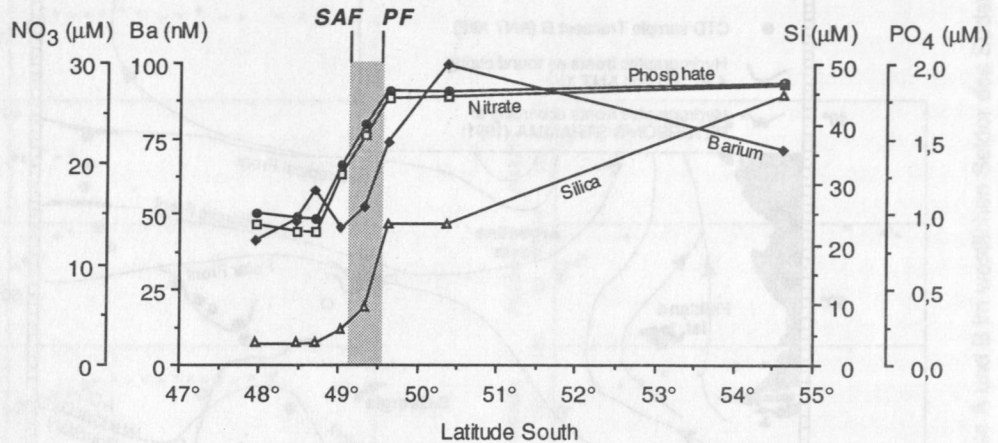
Abb. 25: Lage der ozeanographischen Fronten im westlichen Sektor des Südatlantiks nach PETERSON & STRAMMA (1991) sowie Abweichungen vom Verlauf der ozeanographischen Fronten, wie sie während der Polarsternexpeditionen ANT-X/5 und ANT-XI/2 gefunden wurden.

Im Bereich der Stationen PS2263 und PS2265 nördlich der Subantarktischen Front (Profil A) steigen die Barium-Isolinien nach oben und fallen nicht ab, wie es aus dem Vergleich mit den übrigen Nährstoffen zu erwarten wäre (Abb. 27). Ein möglicher, lokal beschränkter Fluidaustritt mit gelöstem Barium im Bereich der "Falkland Fracture Zone" könnte diese Beobachtung erklären. Eine weitere mögliche Erklärung wäre eine Anreicherung des Meerwassers mit gelöstem Barium auf dem Weg von der Drake Passage bis zum Untersuchungsgebiet. Im Gegensatz zum Wasser der Antarktischen Zone und entlang der Polarfront, welches direkt von der Drake Passage stammt, strömt das Meerwasser entlang der Subantarktischen Front nach PETERSON & STRAMMA (1991) zwischen 50°W und 60°W nach Norden und schwenkt bei 40°S wieder Richtung Süden um (Abb. 25). Eventuell passiert dieses Wasser auf seinem Weg lokale Fluidaustrittsstellen und reichert sich dadurch mit gelöstem Barium an. Auf der anderen Seite zeigen auch die anderen Parameter wie Temperatur und zum Teil auch Salinität und Silikat leichte Aufwölbungen der Isolinien, so daß eine lokale Veränderung der Ozeanographie in diesem morphologisch schwierigem Bereich eine Rolle spielen könnte (Abb. 27).

Das Antarktische Oberflächenwasser mit charakteristischen potentiellen Temperaturen $< 0^{\circ}\text{C}$ hat relativ hohe Bariumgehalte von 70-110 nmol/kg und breitet sich in nördlicher Richtung bis zur Polarfront aus (Abb. 27, Abb. 28, Tab. 3). Innerhalb der Polarfrontzone trifft das Antarktische Oberflächenwasser auf das nach Süden strömende Subantarktische Oberflächenwasser, welches Bariumgehalte von 35-65 nmol/kg, potentielle Temperaturen $> 6^{\circ}\text{C}$ und Salinitäten $> 34,2$ besitzt (Abb. 27, Abb. 28, Tab. 3). Der Salzgehalt wird in "Practical Salinity Units" (PSU) angegeben. Es kommt zur Bildung Antarktischen Zwischenwassers, welches unterhalb des Subantarktischen Oberflächenwassers mit Bariumgehalten von 45-85 nmol/kg, Temperaturen von $> 3^{\circ}\text{C}$ und niedrigen Salinitäten

< 34,2 nordwärts abtaucht (Abb. 27, Abb. 28, Tab. 3). Abb. 30 verdeutlicht diese Zusammenhänge.

Transect A



Transect B

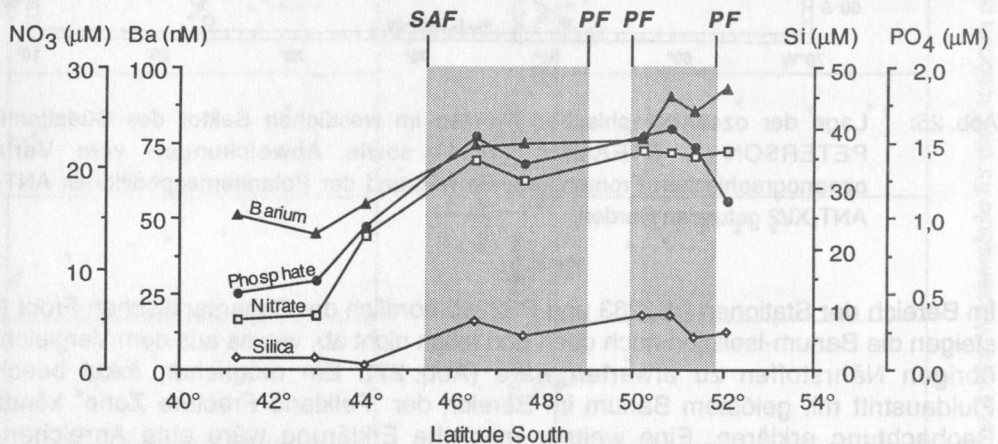


Abb. 26: Nährstoff- und Bariumverteilung im Oberflächenwasser (0-100 m) entlang der Profile A und B. Nährstoffdaten von PETERSON (pers. Mtg.) für Profil A und von MAJOOR (pers. Mtg.) für Profil B. Der Bereich der Polarfrontzone ist grau unterlegt. SAF = Subantarktische Front; PF = Polarfront.

Das Nordatlantische Tiefenwasser erscheint unterhalb von 2000 m Wassertiefe an Station PS2495 (Profil B). Es ist durch niedrige Silikatgehalte (64-69 μmol/kg) und eine hohe Salinität (> 38,0) charakterisiert (Abb. 28). Die Bariumgehalte (95-105 nmol/kg; Tab. 3) sind ebenfalls niedriger als im umgebenden Zirkumantarktischen Tiefenwasser (Abb. 31). Im Nordatlantik sind die Gehalte an gelöstem Barium deutlich niedriger als im Antarktischen Zirkumpolarstrom (CHAN et al. 1977). Das Nordatlantische Tiefenwasser transportiert die relativ niedrigen Bariumgehalte bis in den südlichen Südatlantik und läßt sich somit als Wassermasse deutlich von dem Zirkumantarktischen Tiefenwasser mit seinen hohen Bariumgehalten (bis 145 nmol/kg) unterscheiden.

Transect A (37°16.3'W to 22°18.7'W)

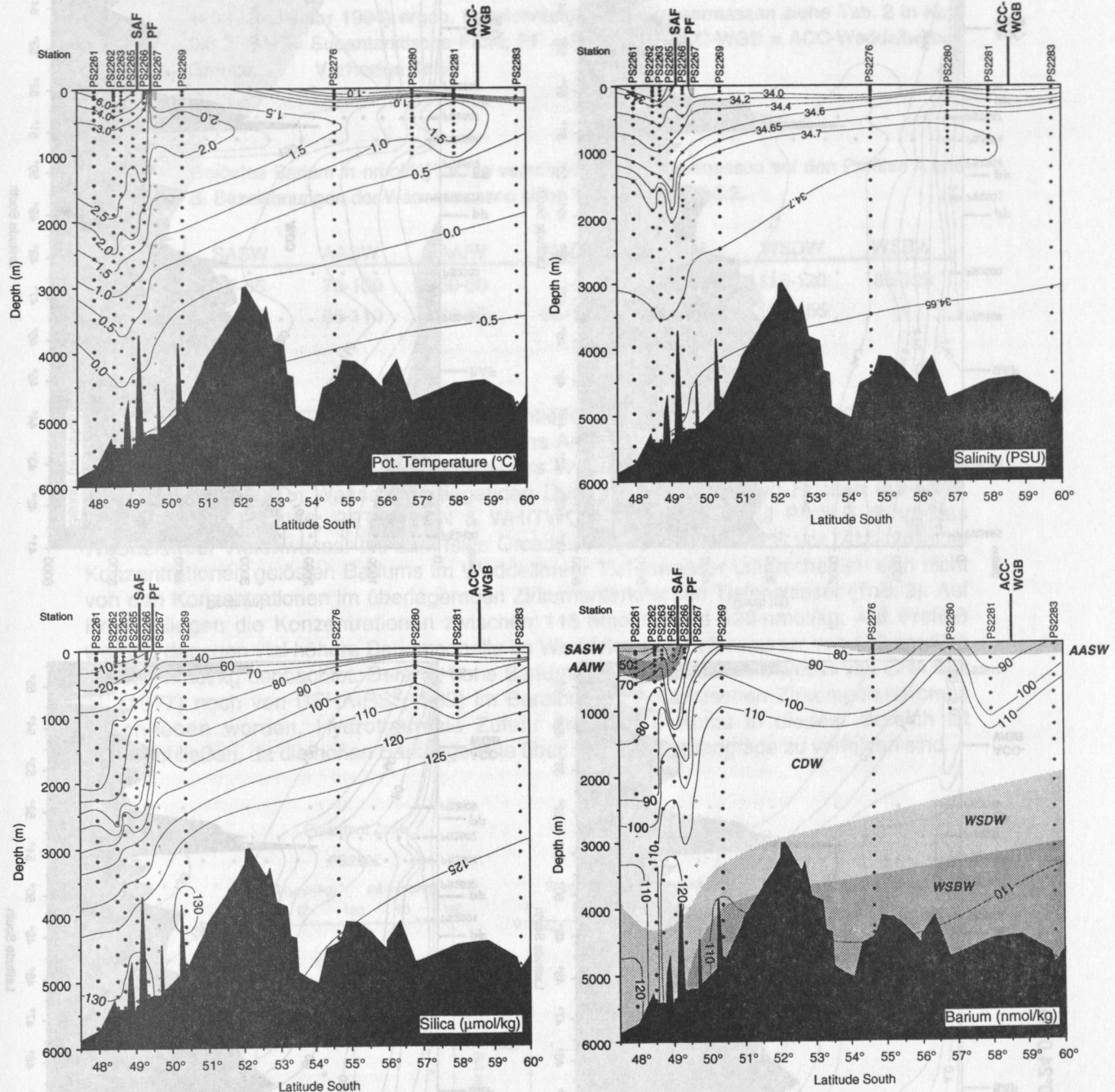


Abb. 27: Vertikale Verteilung der untersuchten Wassermassenparameter in Isoliniendarstellung entlang der Profillinie A. Temperatur-, Salinitäts- und Silikatdaten von PETERSON (pers. Mtg.). In der Darstellung der Bariumkonzentrationen ist die Verbreitung der Wassermassen eingetragen, wie sie sich aus der Temperatur- und Salinitätsverteilung zum Zeitpunkt der Beprobung (August 1992 bis September 1992) ergab. Bezeichnungen der Wassermassen siehe Tab. 2 in Kap. 2.3.2. SAF = Subantarktische Front; PF = Polarfront, ACC-WGB = ACC-Weddellwirbel-Grenze.

Transect B (14°30.0'W to 30°24.0'W)

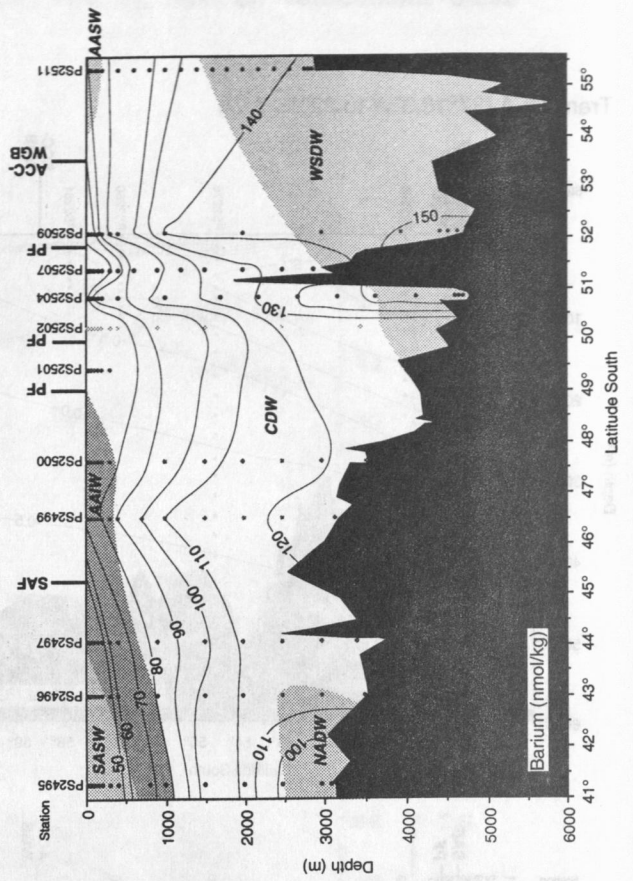
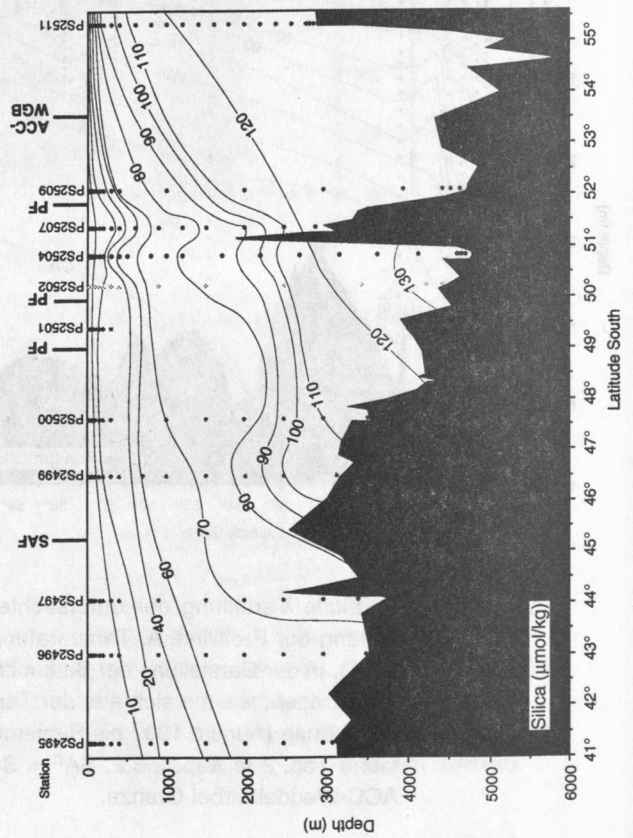
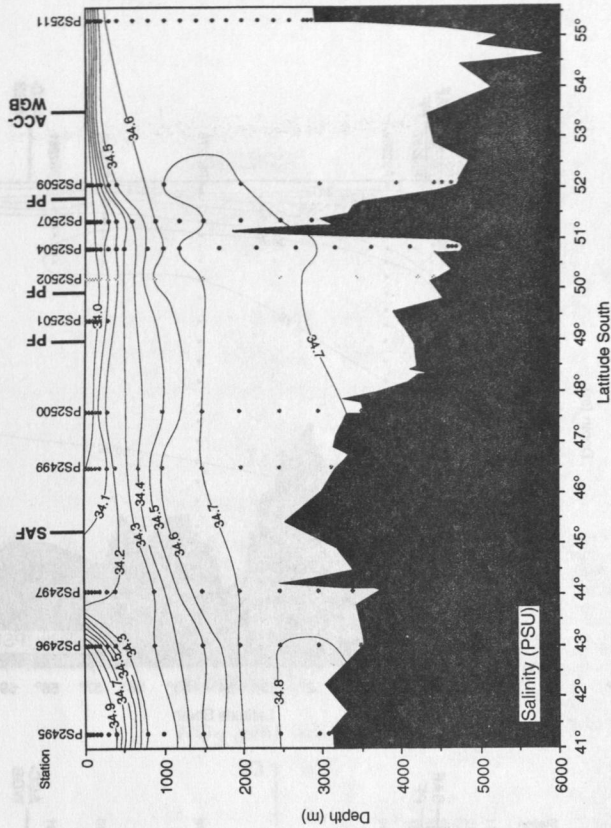
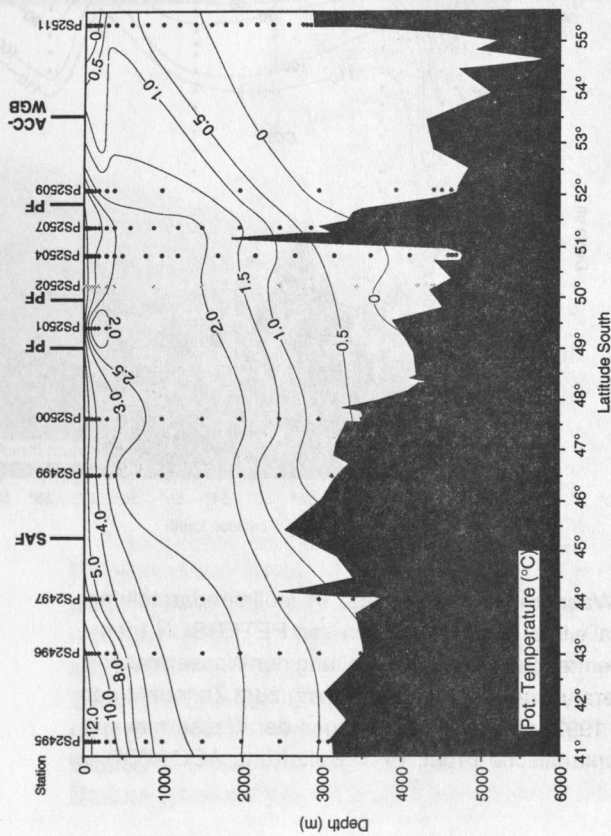


Abb. 28: Vertikale Verteilung der untersuchten Wassermassenparameter in Isoliniendarstellung entlang der Profillinie B. Temperatur- und Salinitätsdaten nach GERSONDE (eingereicht). Silikatdaten von MAJOOR (pers. Mtg.). In der Darstellung der Bariumkonzentrationen ist die Verbreitung der Wassermassen eingetragen, wie sie sich aus der Temperatur- und Salinitätsverteilung zum Zeitpunkt der Beprobung (November 1993 bis Januar 1994) ergab. Bezeichnungen der Wassermassen siehe Tab. 2 in Kap. 2.3.2. SAF = Subantarktische Front; PF = Polarfront; ACC-WGB = ACC-Weddellwirbel-Grenze. **Vorherige Seite**

Tab. 3: Gelöstes Barium in nmol/kg für die verschiedenen Wassermassen auf den Profilen A und B. Bezeichnungen der Wassermassen siehe Tab. 2 in Kap. 2.3.2.

	SASW	AASW	AAIW	NADW	CDW	WSDW	WSBW
Profil A	35-65	70-100	50-80	-	85-118	115-120	88-125
Profil B	40-65	95-110	45-85	95-105	90-145	130-155	-

Das Weddellmeer Tiefenwasser mit potentiellen Temperaturen $< 0^\circ\text{C}$ und Salinitäten $< 34,7$ tritt auf dem gesamten Profil A bis in das Argentinische Becken hinein auf (Abb. 27). Der Einstrom des Weddellmeer Tiefenwassers in das Argentinische Becken erfolgt durch einen über in 5000 m Wassertiefe liegenden Durchbruch im Falkland Rücken (49-50°S, 36°W, Station PS2266; PETERSON & WHITWORTH III 1989). Auf Profil B dringt das Weddellmeer Tiefenwasser bis zum Islas Orcadas Rücken bei ca. 50°S vor (Abb. 28). Die Konzentrationen gelösten Bariums im Weddellmeer Tiefenwasser unterscheiden sich nicht von den Konzentrationen im überlagernden Zirkumantarktischen Tiefenwasser (Tab. 3). Auf Profil A liegen die Konzentrationen zwischen 115 nmol/kg und 120 nmol/kg. Auf Profil B werden dagegen viel höhere Bariumgehalte im Weddellmeer Tiefenwasser von 130 nmol/kg bis 155 nmol/kg beobachtet. Derartig hohe Bariumkonzentrationen sind weder von CHAN et al. (1977) noch von DEHAIRS (1989) im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes beschrieben worden. Hydrothermale Zufuhr gelösten Bariums in diesem Bereich ist auszuschließen, da die hohen Bariumgehalte über mehrere Breitengrade zu verfolgen sind.

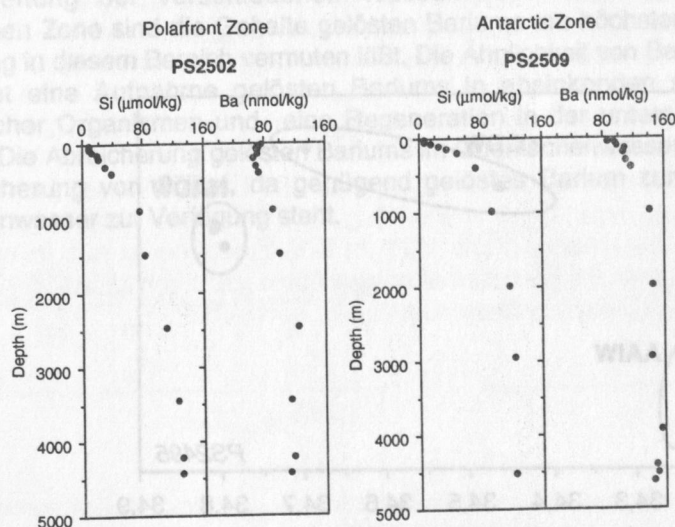


Abb. 29: Silikat- und Bariumkonzentrationen in der Wassersäule von zwei ausgewählten Stationen aus der Polarfrontzone (PS2502) und Antarktischen Zone (PS2509) des Profils B. Silikatdaten nach MAJOOR (pers. Mtg.).

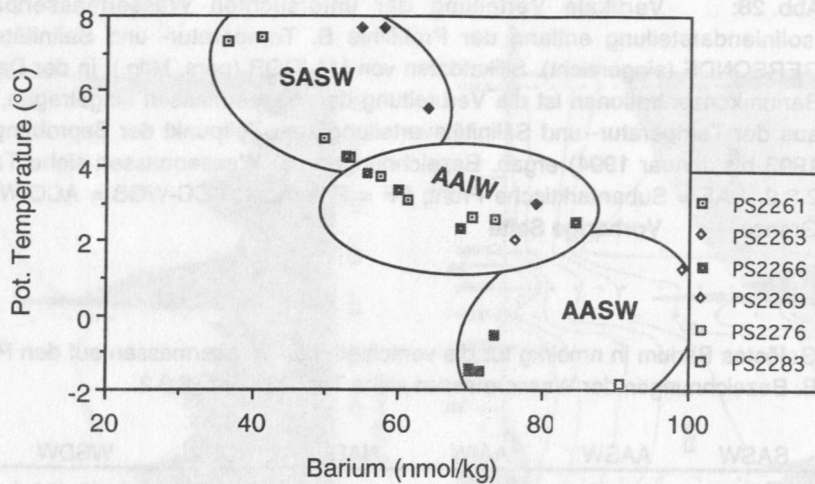


Abb. 30: Bariumkonzentrationen aufgetragen gegen die potentielle Temperatur für das Oberflächenwasser auf Profil A. Durch Mischung von Antarktischen Oberflächenwasser (AASW) mit Subantarktischen Oberflächenwasser (SASW) entsteht Antarktisches Zwischenwasser (AAIW).

Das Weddellmeer Bodenwasser mit potentiellen Temperaturen $< -0,45^{\circ}\text{C}$, Salinitäten $< 34,65$ und niedrigen Silikatgehalten (Abb. 27) ist nur auf Profil A bis ca. 50°S zu beobachten, da es über einen Durchbruch im Mittelozeanischen Rücken bei 25°W in 4600 m Wassertiefe in das Scotia Meer eindringt (LA BRECQUE 1986) und östlich des Süd-Sandwich-Grabens in Richtung Norden strömt. Es besitzt niedrigere Bariumgehalte als im darüberströmenden Weddellmeeres Tiefenwasser (Abb. 32, Tab. 3). Ein deutlicher Einfluß des Weddellmeer Bodenwassers ist an der Station PS2269 zu beobachten, wo die Bariumgehalte von 111 nmol/kg in 3000 m Wassertiefe auf 88 nmol/kg in 4700 m Wassertiefe abnehmen. Die Silikatgehalte nehmen ebenfalls ab 3900 m Wassertiefe von $132\text{ }\mu\text{mol/kg}$ auf $129\text{ }\mu\text{mol/kg}$ ab. Die niedrigen Barium- bzw. Silikatgehalte stammen aus dem Bildungsgebiet des Bodenwassers, da innerhalb des Weddellmeeres nährstoffarmes Oberflächenwasser mit geringen Bariumgehalten in die Tiefe absinkt und zur Bildung des Bodenwassers beiträgt (CHAN et al. 1977, DEHAIRS 1989; s. Kap. 2.3.3).

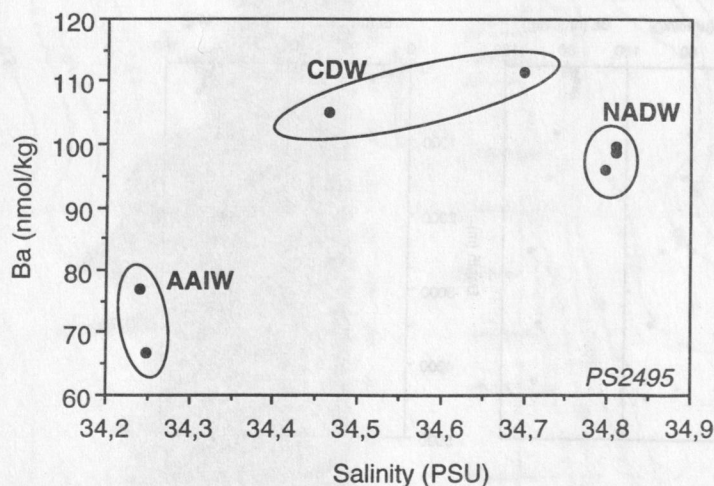


Abb. 31: Bariumkonzentrationen aufgetragen gegen die Salinität für Station PS2495 (Profil B). Das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) enthält niedrigere Bariumkonzentrationen als das umgebende Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW). AAIW = Antarktisches Zwischenwasser.

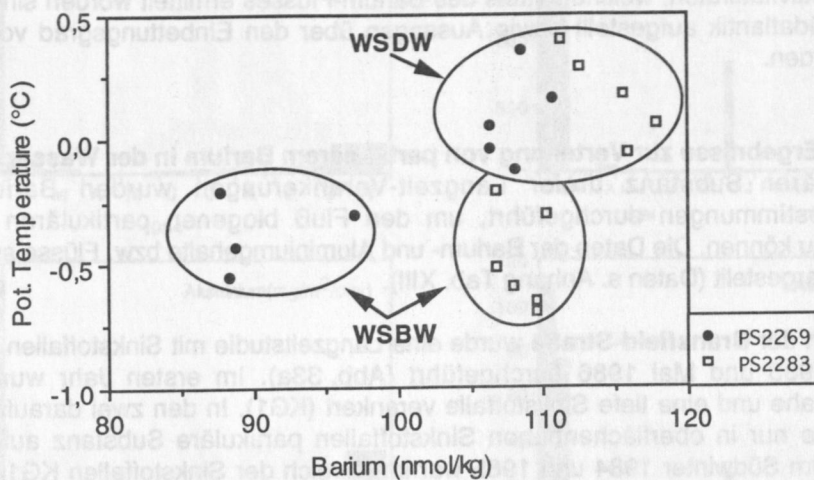


Abb. 32: Bariumkonzentrationen aufgetragen gegen die potentielle Temperatur ab 500 m Wassertiefe für die Stationen PS2269 und PS2283 (Profil A). Das Weddellmeer Bodenwasser (WSBW) enthält niedrigere Bariumkonzentrationen als das darüberströmende Weddellmeer Tiefenwasser (WSDW).

Aus den Untersuchungen läßt sich zusammenfassend ableiten, daß gelöstes Barium die verschiedenen Wassermassen nachzeichnet. Die Ausbreitung des Subantarktischen Oberflächenwassers, des Nordatlantischen Tiefenwassers sowie des Weddellmeer Bodenwassers läßt sich aufgrund der niedrigen Bariumgehalte erkennen. Ebenfalls treten an den ozeanographischen Fronten abrupte Änderungen in den Bariumkonzentrationen auf, die die Ausbreitung der verschiedenen Wassermassen widerspiegeln. Innerhalb der Antarktischen Zone sind die Gehalte gelösten Bariums am höchsten, was eine bevorzugte Barytbildung in diesem Bereich vermuten läßt. Die Ähnlichkeit von Barium- und Silikatprofilen verdeutlicht eine Aufnahme gelösten Bariums in absinkenden silikatischen Hartteilen planktonischer Organismen und eine Regeneration in der unteren Wassersäule und im Sediment. Die Abreicherung gelösten Bariums im Oberflächenwasser verläuft nicht linear mit der Abreicherung von Silikat, da genügend gelöstes Barium zur Bildung von Baryt im Oberflächenwasser zur Verfügung steht.

7. Bariumfluß zum Meeresboden und Bariumakkumulation im Oberflächensediment

Im Folgenden sollen anhand der Untersuchungen zur Bariumverteilung innerhalb partikulärer Substanz der Wassersäule und im Oberflächensediment die Verwendungsmöglichkeiten von Barium als Produktivitätsanzeiger im südlichen Südatlantik abgeschätzt werden. Zudem sollen Produktivitätsraten, welche mittels des Barium-Flusses ermittelt worden sind, für den südlichen Südatlantik aufgestellt sowie Aussagen über den Einbettungsgrad von Barium getroffen werden.

7.1 Ergebnisse zur Verteilung von partikulärem Barium in der Wassersäule

An partikulärer Substanz dreier Langzeit-Verankerungen wurden Barium- und Aluminiumbestimmungen durchgeführt, um den Fluß biogenen partikulären Bariums abschätzen zu können. Die Daten der Barium- und Aluminiumgehalte bzw. Flüsse sind in den Abb. 33a-c dargestellt (Daten s. Anhang Tab. XIII).

Im Bereich der **Bransfield-Straße** wurde eine Langzeitstudie mit Sinkstoffallen zwischen Dezember 1983 und Mai 1986 durchgeführt (Abb. 33a). Im ersten Jahr wurden eine oberflächennahe und eine tiefe Sinkstoffalle verankert (KG1). In den zwei darauffolgenden Jahren wurde nur in oberflächennahen Sinkstoffallen partikuläre Substanz aufgefangen (KG2-KG3). Im Südwinter 1984 und 1985 war im Bereich der Sinkstoffallen KG1 und KG2 Meereis verbreitet. Die Barium- und Aluminiumbestimmung konnte aufgrund der zu geringen Probenmengen nur bei der oberen und unteren Sinkstoffalle KG1 an jeweils sechs Proben, bei der Sinkstoffalle KG2 an einer Probe und bei der Sinkstoffalle KG3 an drei Proben erfolgen. Die geringen Probenmengen sind auf die saisonal stark schwankenden Partikelflüsse zurückzuführen. In der Bransfield-Straße sinken über 90 % des jährlichen Partikelflusses in einer sehr kurzen Zeit von 2-8 Wochen während Dezember bis Januar ab (WEFER et al. 1988, 1989, 1990). Die kurzzeitigen hohen Sedimentationsraten werden überwiegend durch Krillschwärme gesteuert, in deren Fäces das organische Material mit Sinkgeschwindigkeiten von mehreren hundert Metern pro Tag absinkt (WEFER et al. 1988).

Die B_{ges} -Gehalte liegen generell sehr niedrig bei Werten zwischen 98 ppm und 371 ppm. Die Al-Gehalte schwanken zwischen 1,1 % und 6,7 %.

Dem Gesamtpartikelfluß entsprechend schwanken die B_{ges} -Flüsse saisonal sehr stark zwischen $0,6 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $704,8 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Hohe B_{ges} -Flüsse von über $100 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ werden in allen Sinkstoffallen in den Monaten Dezember 1983/Januar 1984 beobachtet. Während des verbleibenden Jahres liegen die B_{ges} -Flüsse unter $20 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Zwischen den Beprobungsjahren treten Unterschiede zwischen den B_{ges} -Flüssen auf. Die höchsten B_{ges} -Flüsse wurden in der oberen und unteren Falle KG1 im Dezember 1983/Januar 1984 beobachtet ($311,4 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ bzw. $704,8 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$). Im Dezember 1984 und 1985 wurden in den Fallen KG2 und KG3 nur noch B_{ges} -Flüsse von $153,8 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ bzw. $197,5 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ erreicht.

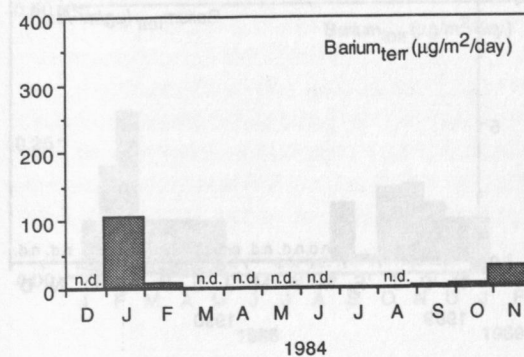
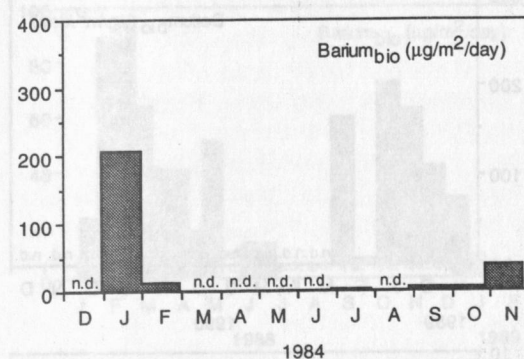
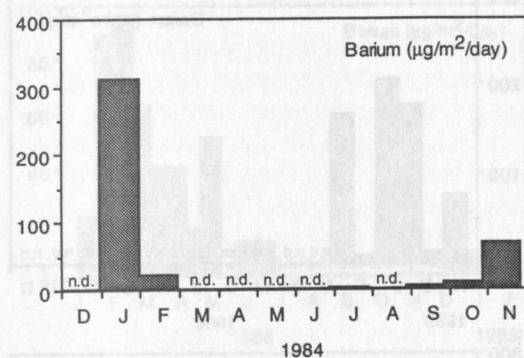
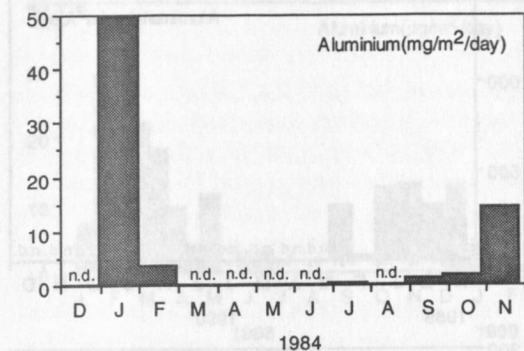
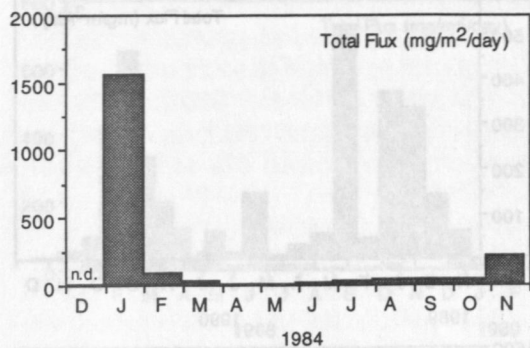
Die Aluminiumflüsse liegen wesentlich höher als die B_{ges} -Flüsse. Sie schwanken zwischen $0,1 \text{ mg}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $108,6 \text{ mg}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Die höchsten Aluminiumflüsse über $60 \text{ mg}/\text{m}^2/\text{Tag}$ treten in der unteren Falle KG1 im Dezember/Januar auf. In den oberen Sinkstoffallen (KG1-3) wurden die höchsten Aluminiumflüsse zwischen $23 \text{ mg}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $58 \text{ mg}/\text{m}^2/\text{Tag}$ ebenfalls in den Monaten Dezember/Januar beobachtet.

Abb. 33: Gesamtfluß sowie Barium- und Aluminiumflüsse in den Sinkstoffallen von a) KG1-KG3 (1983-1986, Bransfield-Straße), b) PF3 (1989-1990, Polarfront) und c) WS2-WS3 (1987-1989, Maud-Rücken). n.d. = nicht bearbeitet. Neben den Bariumgesamtflüssen sind die Flüsse biogenen und terrigenen Bariums dargestellt. Als detritischer Korrekturfaktor wurde 0,0021 für die Proben der Bransfield-Straße und 0,0067 für die Proben der Polarfront und des Maud-Rückens verwendet.

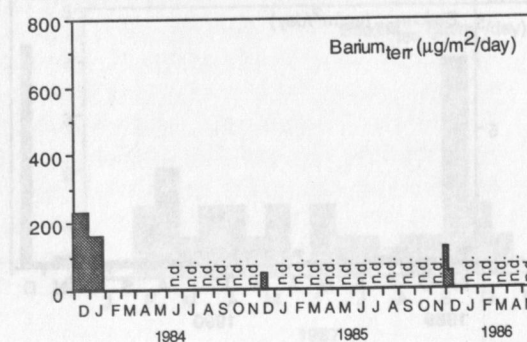
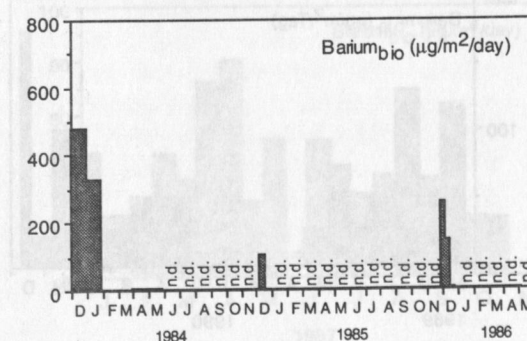
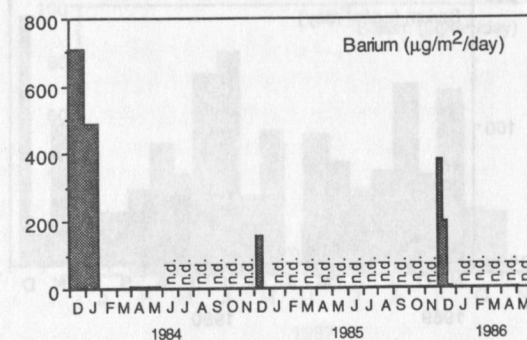
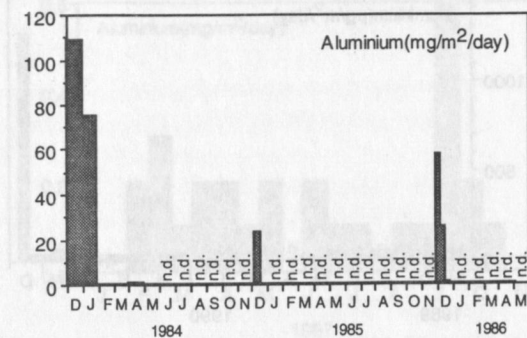
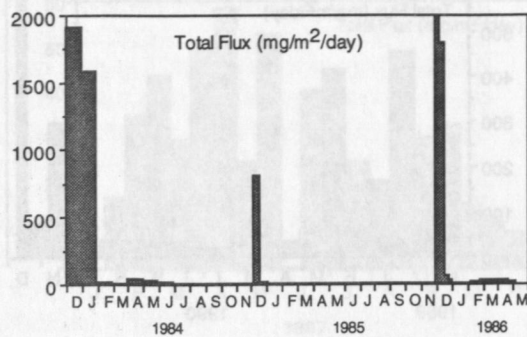
Nächste Seiten

Bransfield Strait

KG1 (494m)



KG1 (1588m) KG2 (693m) KG3 (687m)



Polar Front

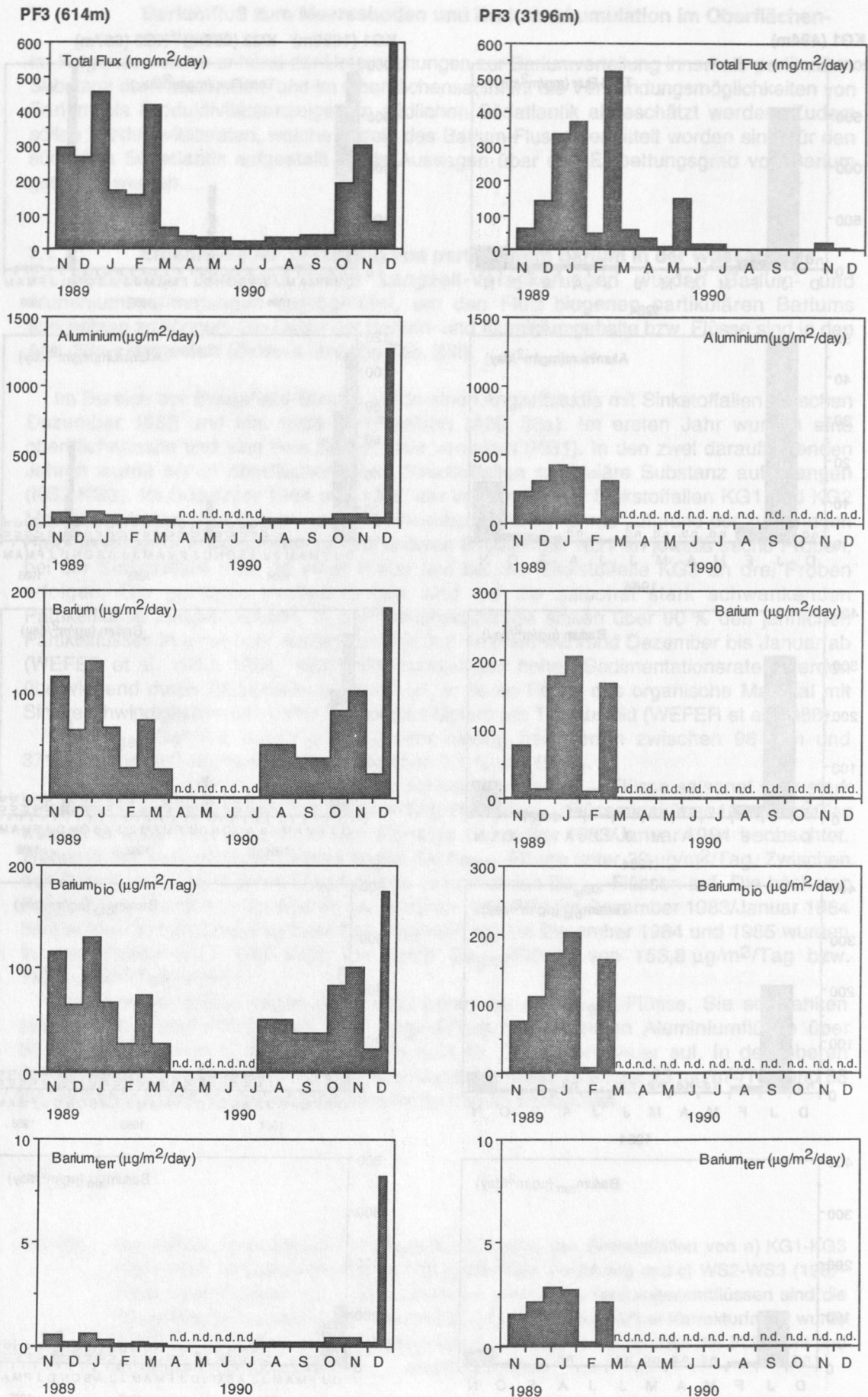


Abb. 33b

Weddell Sea (Maud Rise)

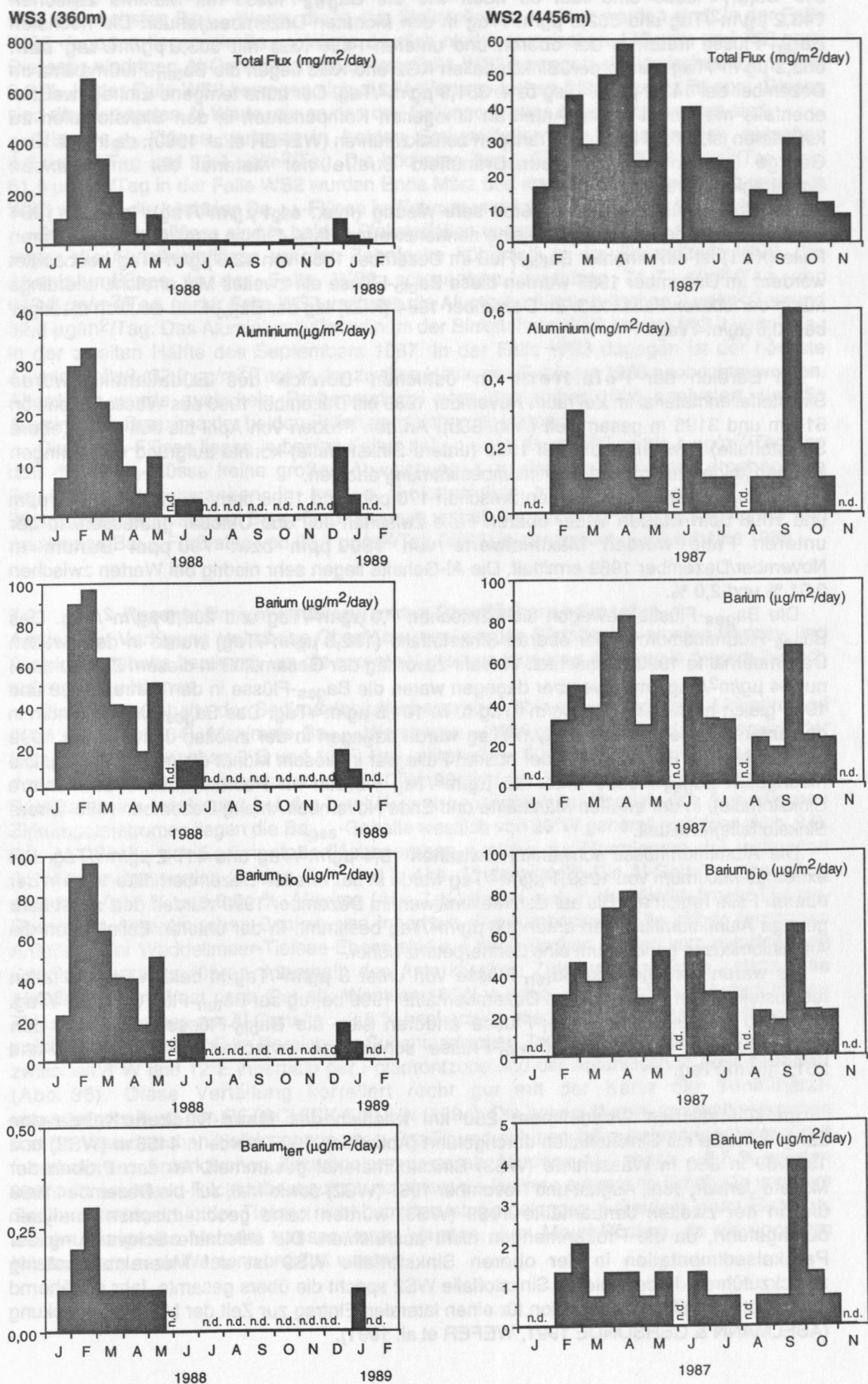


Abb. 33c

Die B_{terr} -Flüsse sind fast so hoch wie die B_{ges} -Flüsse mit Maxima zwischen $143,2 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $662,3 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ in den Monaten Dezember/Januar. Die höchsten B_{terr} -Flüsse treten in der oberen und unteren Falle KG1 mit $303,9 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ bzw. $662,3 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ auf. In den Sinkstoffallen KG2 und KG3 liegen die B_{terr} -Flußmaxima im Dezember bei $143,2 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ bzw. $351,9 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Der hohe terrigene Eintrag, welcher ebenfalls mit einem hohen Anteil an lithogenen Komponenten in den Sinkstoffallen zu korrelieren ist, ist auf lateralen Transport zurückzuführen (WEFER et al. 1989), da in das King George Becken innerhalb der Bransfield Straße viel Material der umgebenden Schelfregionen transportiert wird.

Die B_{bio} -Flüsse liegen generell sehr niedrig (max. $44,1 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$). Im Jahr 1984 wurden in der oberen Falle KG1 keine nennenswerten B_{bio} -Flüsse ermittelt. In der unteren Falle (KG1) ist ein erhöhter B_{bio} -Fluß im Dezember 1983 von $42,5 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ beobachtet worden. Im Dezember 1985 wurden diese B_{bio} -Flüsse ein zweites Mal erreicht, allerdings nur in der oberen Falle KG3. Im Dezember 1984 (KG2) lag der B_{bio} -Fluß deutlich niedriger bei $10,6 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$.

Im Bereich der **Polarfront** im östlichen Bereich des Südatlantiks wurde Sinkstoffallenmaterial im Zeitraum November 1989 bis Dezember 1990 aus Wassertiefen von 614 m und 3196 m gesammelt (Abb. 33b). An den Proben von April bis Juli 1990 (obere Sinkstoffalle) bzw. März bis Juli 1990 (untere Sinkstoffalle) konnte aufgrund der geringen Mengen keine Barium- und Aluminiumbestimmung erfolgen.

Die B_{ges} -Gehalte schwanken zwischen 170 ppm und 1598 ppm. Maxima von 972 ppm und 1598 ppm wurden in der oberen Falle zwischen Juli und Oktober gemessen. In der unteren Falle wurden Maximalwerte von 1300 ppm bzw. 790 ppm Barium in November/Dezember 1989 ermittelt. Die Al-Gehalte liegen sehr niedrig bei Werten zwischen 0,01 % und 2,0 %.

Die B_{ges} -Flüsse bewegen sich zwischen $7,9 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $203,9 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Das B_{ges} -Flußmaximum in der oberen Sinkstoffalle ($182,8 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$) wurde in der zweiten Dezemberhälfte 1990 beobachtet. Im Jahr zuvor lag der Gesamtfluß in diesem Zeitraum bei nur $64 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Im November dagegen waren die B_{ges} -Flüsse in den Jahren 1989 und 1990 gleich hoch bei $115,8 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ bzw. $101,5 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Das B_{ges} -Flußmaximum in der unteren Falle von $203,9 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ wurde dagegen in der zweiten Januarhälfte 1990 beobachtet. Der B_{ges} -Fluß in der oberen Falle war in diesem Monat dreimal so niedrig. Die niedrigsten B_{ges} -Flüsse unter $30 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ wurden im Februar (obere und untere Sinkstoffalle), in der zweiten Märzhälfte und Ende November/Anfang Dezember 1990 (obere Sinkstoffalle) ermittelt.

Die Aluminiumflüsse schwanken zwischen $16,4 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $417,2 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Ein extremes Maximum von $1259,1 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ wurde in der zweiten Dezemberhälfte 1990 in der oberen Falle registriert. Bis auf den Maximalwert im Dezember 1990 wurden dort sonst sehr geringe Aluminiumflußraten unter $100 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ bestimmt. In der unteren Falle liegen die Aluminiumflüsse generell um eine Zehnerpotenz höher.

Es waren sehr geringe B_{terr} -Flüsse von unter $3 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ in beiden Sinkstoffallen festzustellen. Nur in der zweiten Dezemberhälfte 1990 betrug der B_{terr} -Fluß $8,2 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Aufgrund der geringen B_{terr} -Flüsse ändern sich die B_{bio} -Flüsse gegenüber den B_{ges} -Flüssen kaum. Die B_{bio} -Flüsse schwanken zwischen $7,7 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $201,1 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$.

Im südöstlichen Weddellmeer 250 km westlich des **Maud-Rückens** wurde eine Langzeitstudie mit Sinkstoffallen durchgeführt (Abb. 33c). 1987 wurde in 4456 m (WS2) und 1988/89 in 360 m Wassertiefe (WS3) Sinkstoffmaterial gesammelt. An den Proben der Monate Januar, Juni, August und November 1987 (WS2) sowie Mai, Juli bis Dezember 1988 und in der zweiten Januarhälfte 1989 (WS3) wurden keine geochemischen Analysen durchgeführt, da die Probenmengen nicht ausreichten. Die saisonale Schwankung der Partikelsedimentation in der oberen Sinkstoffalle WS3 ist auf Meereisbedeckung zurückzuführen. In der unteren Sinkstoffalle WS2 spricht die übers gesamte Jahr annähernd gleich hohe Partikelsedimentation für einen lateralen Eintrag zur Zeit der Meereisbedeckung (ABELMANN & GERSONDE 1991, WEFER et al. 1991).

Die B_{ges} -Gehalte in der Falle WS2 schwanken zwischen 905 ppm und 2204 ppm. Dieses sind die höchsten B_{ges} -Werte, die in den Sinkstoffallen ermittelt worden sind. In der Falle WS3 dagegen liegen die B_{ges} -Werte deutlich niedriger zwischen 149 ppm und 798 ppm. Die sehr niedrigen Al-Gehalte in der Sinkstoffalle WS2 bewegen sich zwischen 0,3 % und 2,0 %. In der Falle WS3 bewegen sich die Al-Werte zwischen 51 ppm und 190 ppm. Dieses sind die niedrigsten Al-Werte, die an den drei Fallenpositionen beobachtet worden sind.

Die B_{ges} -Flüsse variieren in beiden Sinkstoffallen im Zehnerbereich zwischen $8,1 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $96,4 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Die höchsten B_{ges} -Flüsse von $73,4 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ bzw. $81,8 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ in der Falle WS2 wurden Ende März und im April 1987 ermittelt. In der Falle WS3 wurden die höchsten B_{ges} -Flüsse im Februar und Anfang März 1988 beobachtet.

Die Aluminiumflüsse sind in beiden Sinkstoffallen unterschiedlich hoch. In der Falle WS2 liegen die Aluminiumflüsse um das Zehnfache höher als in der Sinkstoffalle WS3. Die Aluminiumflüsse in der Falle WS2 schwanken zwischen $71,7 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $613,2 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. In der Falle WS3 variieren die Aluminiumflüsse zwischen $3 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $32,8 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$. Das Aluminiumflußmaximum der Sinkstoffalle WS2 beträgt $613,2 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ in der zweiten Hälfte des Septembers 1987. In der Falle WS3 dagegen ist der höchste Aluminiumfluß ($32,8 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$) in der zweiten Hälfte des Februars 1988 beobachtet worden. Allerdings wurde auch kein Probenmaterial vom September 1988 analysiert, um die Aluminiumflußmaxima der beiden Fallen vergleichen zu können.

Die B_{terr} -Flüsse liegen in beiden Fallen sehr niedrig ($0 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ bis $4 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$), so daß die B_{bio} -Flüsse keine großen Abweichungen zu den B_{ges} -Flüssen ergeben. Die B_{bio} -Flüsse schwanken in beiden Sinkstoffallen zwischen $8,0 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ und $96,1 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ mit einem B_{bio} -Flußmaximum von $80,3 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ (WS2) im April 1987 und maximalen B_{bio} -Flußraten von $96,1 \mu\text{g}/\text{m}^2/\text{Tag}$ (WS3) in der zweiten Februarhälfte 1988.

7.2

Rezente Bariumverteilung in den Oberflächensedimenten

An den zur Verfügung stehenden Oberflächenproben des Südatlantiks wurden Barium- und Aluminiumgehalte bestimmt, um die rezente Verteilung biogenen Bariums in diesem Bereich aufzeigen zu können.

Die B_{ges} -Gehalte der Sedimentoberflächenproben schwanken zwischen 129 ppm und 4938 ppm (Abb. 34). Maximale B_{ges} -Werte von > 3000 ppm finden sich im Bereich der Polarfrontzone zwischen 3°E und 12°E . B_{ges} -Gehalte < 500 ppm wurden im Küstenbereich des antarktischen Kontinentes westlich 10°W , südlich der Süd-Orkney-Inseln, westlich der Süd-Sandwich-Inseln und bei der Insel Bouvet beobachtet. Im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes liegen die B_{ges} -Gehalte westlich von 20°W generell niedriger (Abb. 34). Die Al-Gehalte der Sedimentoberflächenproben, welche zur Normierung der terrigenen Anteile benutzt wurden (s. Kap. 5.1) sind in Abb. 35 dargestellt. Die Al-Gehalte schwanken zwischen 0,17 % und 8,94 %. Maxima (Al > 7 %) finden sich in der Weddellmeer-Tiefsee-Ebene, im Argentinischen Becken und innerhalb des Kapbeckens. Die hohen terrigenen Anteile in der Weddellmeer-Tiefsee-Ebene sind auf turbiditischen Eintrag vom antarktischen Kontinent zurückzuführen. Innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes nehmen die Al-Gehalte von West nach Ost ab. Westlich 16°W wurden im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes nur Al-Gehalte $> 2,5$ % beobachtet. Niedrige Al-Gehalte $< 2,5$ % wurden zwischen 16°W und 1°E im Bereich der Subantarktischen Zone und der Polarfrontzone sowie zwischen 6°W und 12°E innerhalb der Polarfrontzone und der Antarktischen Zone bestimmt (Abb. 35). Diese Verteilung korreliert recht gut mit der Karte der Tonmineralvergesellschaftung von PETSCHICK & KUHN (1994). Die hohen Aluminiumgehalte stammen von der Antarktischen Halbinsel oder dem Pazifik und nehmen mit zunehmender Verweilzeit innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes ab. Niedrige Al-Gehalte $< 2,5$ % wurden ebenfalls am Maud-Rücken beobachtet, da dieser als isolierte submarine Erhebung von dem Sedimenttransport in der Tiefsee nicht betroffen ist. Es gelangen außerdem kaum Eisberge, welche terrigenes Material transportieren könnten, zum Maud-Rücken, da sie von dem Küstenstrom nach Westen verdriftet werden.

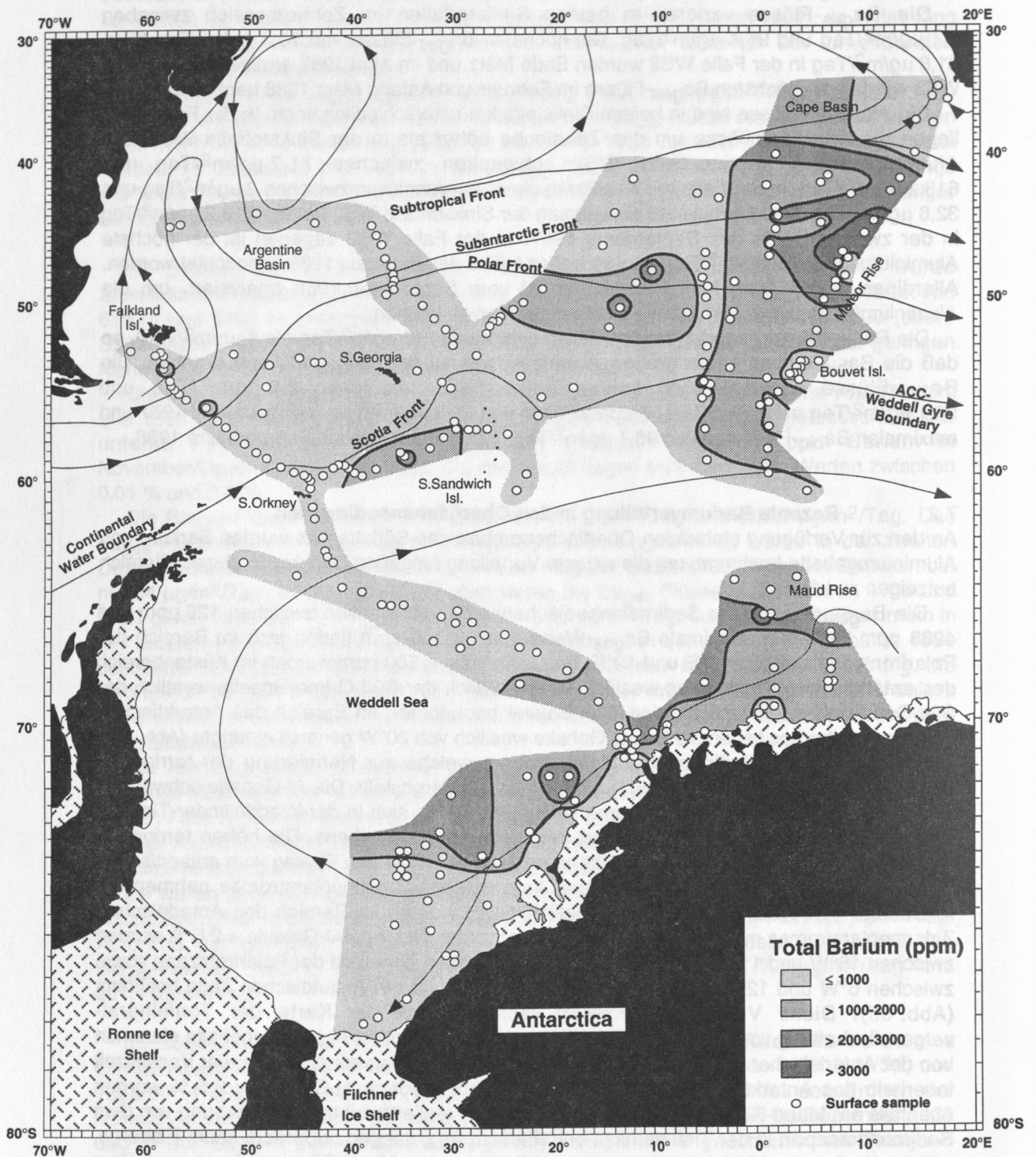


Abb. 34: Gesamtbariumgehalte der Oberflächensedimente des südlichen Südatlantiks. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).

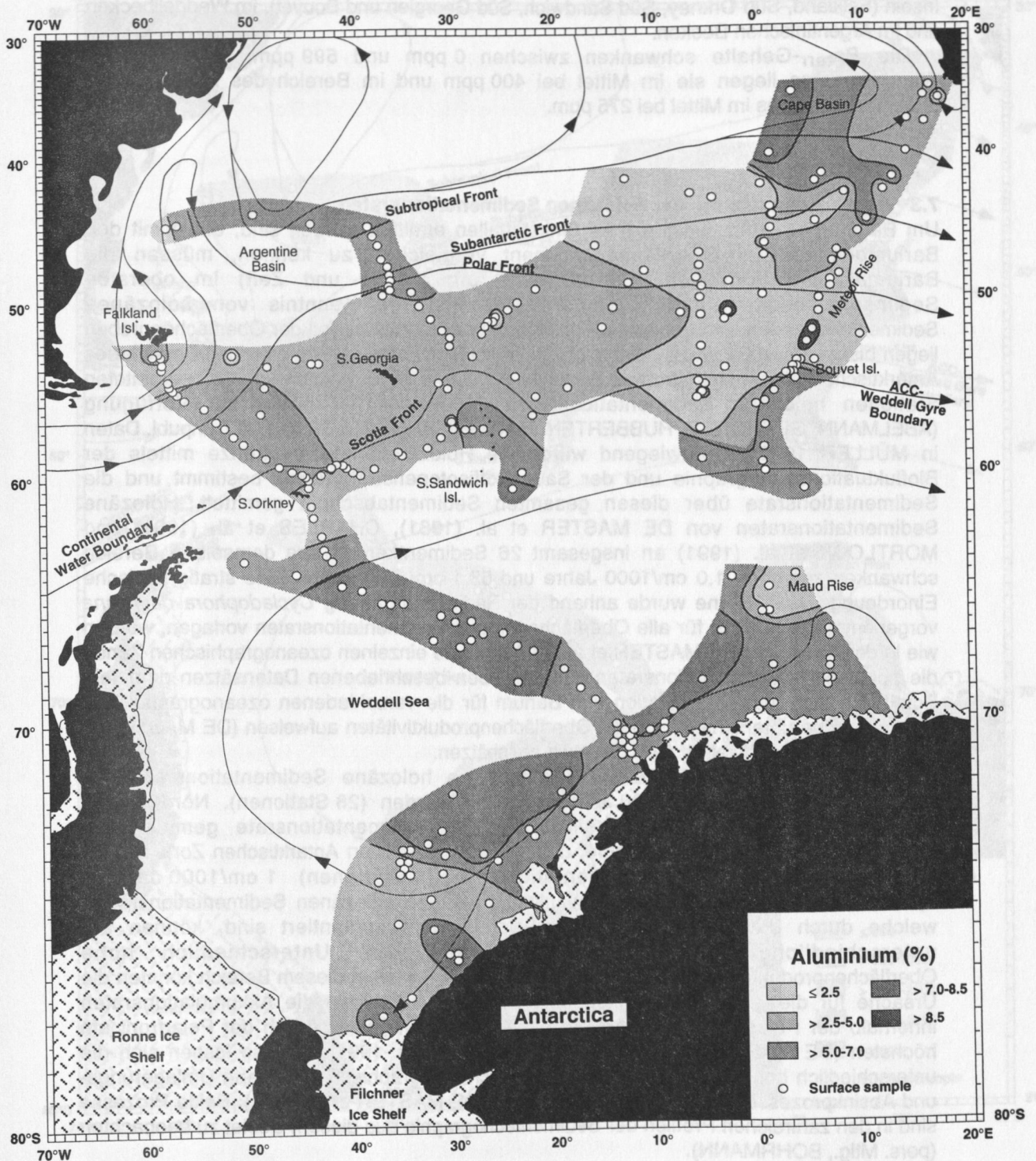


Abb. 35: Aluminiumgehalte der Oberflächensedimente des südlichen Südatlantiks. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).

Eine Verteilungskarte der Ba_{bio} -Gehalte in den Sedimentoberflächenproben ist in Abb. 36 wiedergegeben. Die Konzentrationen schwanken zwischen 0 ppm und 4691 ppm. Im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes liegen die Ba_{bio} -Gehalte westlich $13^{\circ}W$ unterhalb von 2000 ppm. Maximale Ba_{bio} -Werte von > 3000 ppm wurden nur innerhalb der Polarfrontzone zwischen $3^{\circ}E$ und $12^{\circ}E$ beobachtet. Niedrige Ba_{bio} -Gehalte < 500 ppm finden sich im Küstenbereich des antarktischen Kontinentes (westlich $10^{\circ}W$), in der direkten Umgebung von Inseln (Falkland, Süd Orkney, Süd Sandwich, Süd Georgien und Bouvet), im Weddellbecken und im Argentinischen Becken.

Die Ba_{terr} -Gehalte schwanken zwischen 0 ppm und 599 ppm. Innerhalb des Weddellmeeres liegen sie im Mittel bei 400 ppm und im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes im Mittel bei 275 ppm.

7.3 Abschätzung der holozänen Sedimentationsraten

Um Barium-Flußraten, welche über Sinkstoffallen ermittelt worden sind, direkt mit den Bariumgehalten im Oberflächensediment vergleichen zu können, müssen die Bariumakkumulationsraten (Bariummenge pro Fläche und Zeit) im obersten Sedimentabschnitt ermittelt werden. Dazu ist die Kenntnis von holozänen Sedimentationsraten erforderlich (s. Kap. 4.4). Für den größten Teil der Oberflächenproben liegen bisher keine Daten zu holozänen Sedimentationsraten vor. Im östlichen Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes zwischen $30^{\circ}W$ und $20^{\circ}E$ standen von 26 bearbeiteten Stationen holozäne Sedimentationsraten (2,5-60 cm/1000 Jahre) zur Verfügung (ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN, MACKENSEN, NIEBLER und OTT unpubl. Daten in MÜLLER 1992). Überwiegend wurde die Holozän/Pleistozän-Grenze mittels der Biofluktuationsstratigraphie und der Sauerstoffsotopenstratigraphie bestimmt und die Sedimentationsrate über diesen gesamten Sedimentabschnitt gemittelt. Holozäne Sedimentationsraten von DE MASTER et al. (1981), CHARLES et al. (1991) und MORTLOCK et al. (1991) an insgesamt 26 Sedimentkernen aus demselben Bereich schwanken zwischen 1,0 cm/1000 Jahre und 53,1 cm/1000 Jahre. Eine stratigraphische Einordnung dieser Kerne wurde anhand der Radiolariengattung *Cycladophora davisiana* vorgenommen. Da nicht für alle Oberflächenproben Sedimentationsraten vorlagen, wurden wie in der Arbeit von DE MASTER et al. (1981) für die einzelnen ozeanographischen Zonen die holozänen Sedimentationsraten aus den oben beschriebenen Datensätzen gemittelt. Somit läßt sich die Akkumulation von Barium für die verschiedenen ozeanographischen Zonen, welche unterschiedlich hohe Oberflächenproduktivitäten aufweisen (DE MASTER et al. 1981, MORTLOCK et al. 1991), in etwa abschätzen.

Für die eisfreie Antarktische Zone kann eine holozäne Sedimentationsrate von 20 cm/1000 Jahre \pm 15 cm/1000 Jahre gemittelt werden (28 Stationen). Nördlich der Polarfront (21 Stationen) liegt eine holozäne Sedimentationsrate gemittelt bei 7 cm/1000 Jahre \pm 10 cm/1000 Jahre, und in der eisbedeckten Antarktischen Zone beträgt eine mittlere holozäne Sedimentationsrate (3 Stationen) 1 cm/1000 Jahre \pm 0,7 cm/1000 Jahre. Die großen Schwankungen in den holozänen Sedimentationsraten, welche durch die hohen Standardabweichungen dokumentiert sind, können auf unterschiedliche Ursachen zurückzuführen sein. Unterschiedlich hohe Oberflächenproduktivitäten und damit verbundene Flußraten in diesem Bereich könnten die Ursache für die große Schwankungsbreite sein. So nehmen die Akkumulationsraten innerhalb der Polarfrontzone von Nord nach Süd zu und sind südlich der Polarfront am höchsten (DE MASTER et al. 1981, MORTLOCK et al. 1991). Ebenso lassen sich die unterschiedlich hohen Sedimentationsraten durch topographisch gesteuerte Umlagerungs- und Absinkprozesse am Meeresboden erklären (DE MASTER et al. 1981). Beide Prozesse sind in den zahlreichen Profilen der Sedimentechographie aus diesem Gebiet zu beobachten (pers. Mtg., BOHRMANN).

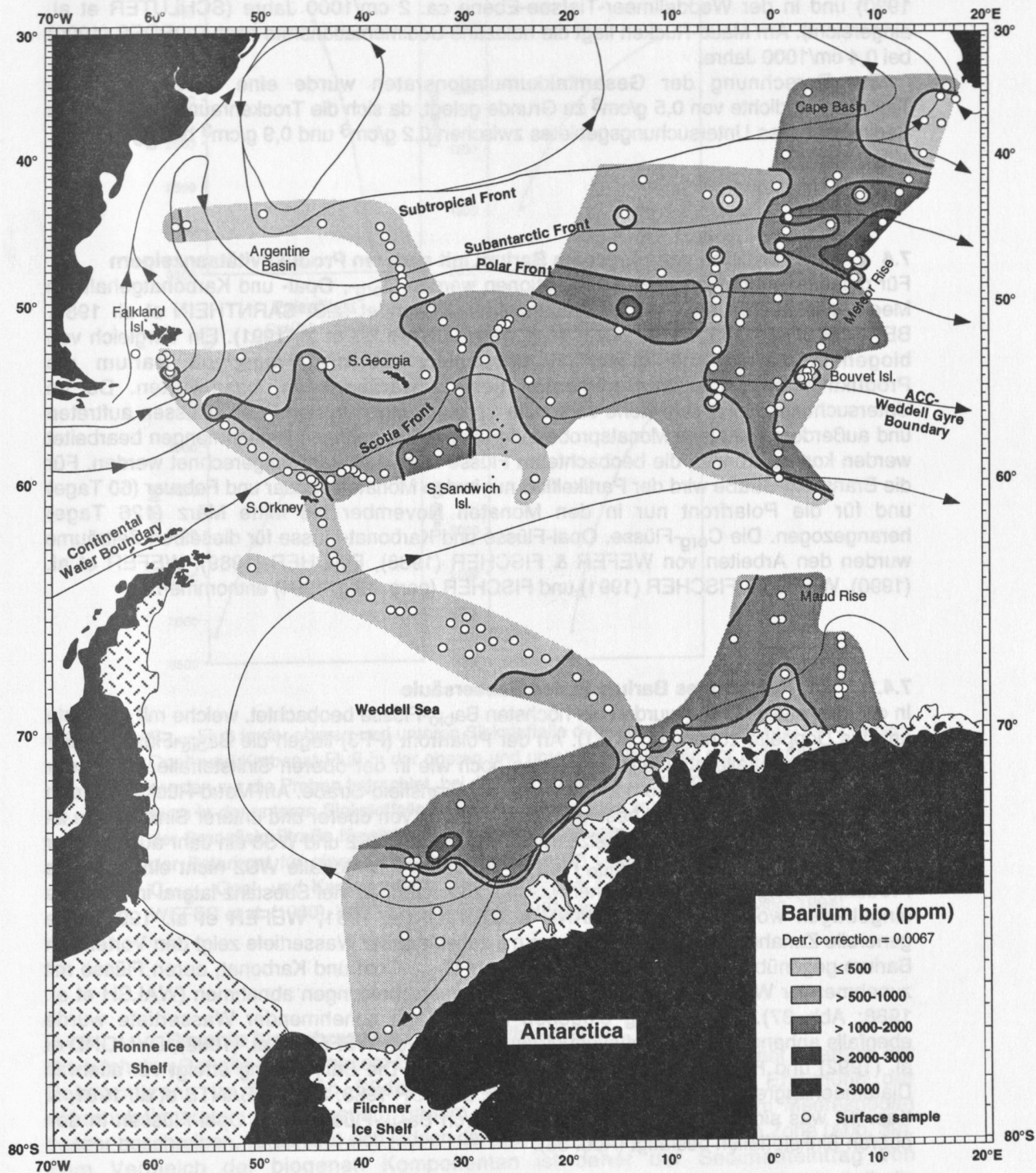


Abb. 36: Biogenes Barium in den Oberflächensedimenten des südlichen Südatlantiks. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).

Für die Schelfregionen im Weddellmeer konnte auf lineare Sedimentationsraten zurückgegriffen werden, welche über die ^{14}C -Datierung an Bryozoen und Muschelresten ermittelt wurden. Auf den Schelfen wurde nach ELVERHØI (1981) und MELLES (1991) in den letzten 1000 Jahren 3-13 cm Sediment abgelagert. Am Kontinentalhang des Weddellmeeres beträgt die holozäne Sedimentationsrate 10 cm/1000 Jahre (GROBE et al. 1990) und in der Weddellmeer-Tiefsee-Ebene ca. 2 cm/1000 Jahre (SCHLÜTER et al. eingereicht). Am Maud-Rücken liegt die holozäne Sedimentationsrate nach CORDES (1990) bei 0,4 cm/1000 Jahre.

Zur Berechnung der Gesamttakkumulationsraten wurde eine durchschnittliche Trockenraumdichte von $0,5 \text{ g/cm}^3$ zu Grunde gelegt, da sich die Trockenraumdichten in den Sedimenten des Untersuchungsgebietes zwischen $0,2 \text{ g/cm}^3$ und $0,9 \text{ g/cm}^3$ bewegen (pers. Mtg., KUHN).

7.4 Vergleich von biogenem Barium mit anderen Produktivitätsanzeigern

Für paläozeanographische Rekonstruktionen werden C_{org} , Opal- und Karbonatgehalte in Meeressedimenten als Produktivitätsanzeiger verwendet (z.B. SARNTHEIN et al. 1988, BERGER et al. 1989, MORTLOCK et al. 1991, CHARLES et al. 1991). Ein Vergleich von biogenem Barium mit diesen Komponenten soll die Frage, ob Barium als Produktivitätsanzeiger in Sedimenten genutzt werden kann, beantworten. Da im Untersuchungsgebiet sehr hohe saisonale Schwankungen in den Partikelflüssen auftreten und außerdem nicht jede Monatsprobe aufgrund von zu geringen Probenmengen bearbeitet werden konnte, können die beobachteten Flüsse nicht aufs Jahr umgerechnet werden. Für die Bransfield-Straße wird der Partikelfluß nur in den Monaten Januar und Februar (60 Tage) und für die Polarfront nur in den Monaten November bis Mitte März (126 Tage) herangezogen. Die C_{org} -Flüsse, Opal-Flüsse und Karbonat-Flüsse für dieselben Zeiträume wurden den Arbeiten von WEFER & FISCHER (1988), FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtg. 1994) entnommen.

7.4.1 Partikuläres Barium in der Wassersäule

In der Bransfield-Straße wurden die höchsten Ba_{bio} -Flüsse beobachtet, welche mit der Tiefe um das Doppelte zunehmen (KG1). An der Polarfront (PF3) liegen die Ba_{bio} -Flüsse in der unteren Sinkstoffalle ebenfalls doppelt so hoch wie in der oberen Sinkstoffalle, wobei der Gesamtfluß aber nur halb so hoch ist wie in der Bransfield-Straße. Am Maud-Rücken wurden die niedrigsten Ba_{bio} -Flüsse bestimmt. Ein Vergleich von oberer und unterer Sinkstoffalle ist dort nicht möglich, da die Sammelzeiträume der Fallen WS2 und WS3 ein Jahr auseinander lagen. Des weiteren ist der Ba_{bio} -Fluß in der tiefen Sinkstoffalle WS2 nicht eindeutig als Produktivitätssignal des Oberflächenwassers zu nutzen, da viel Substanz lateral in die Falle eingetragen worden ist (ABELMANN & GERSONDE 1991, WEFER et al. 1991). Die generelle Zunahme partikulären Bariums mit zunehmender Wassertiefe zeigt den Vorteil von Barium gegenüber den Produktivitätsanzeigern C_{org} , Opal und Karbonat, deren Flüsse mit zunehmender Wassertiefe aufgrund von Lösungserscheinungen abnehmen (WALSH et al. 1988; Abb. 37). Der Anstieg biogenen Bariums mit zunehmender Wassertiefe wurde ebenfalls anhand von Sinkstoffallenuntersuchungen von WEFER et al. (1982), DYMOND et al. (1992) und FRANCOIS et al. (im Druck) gezeigt. Die Barytbildung erfolgt vor allem in Diatomeenaggregaten (DEHAIRS et al. 1980, BISHOP 1988, STROOBANTS et al. 1991; s. Kap. 1), was sich durch die gute Korrelation von Ba_{bio} -Flüssen und Opal-Flüssen in den oberen Sinkstoffallen bestätigt (Abb. 38).

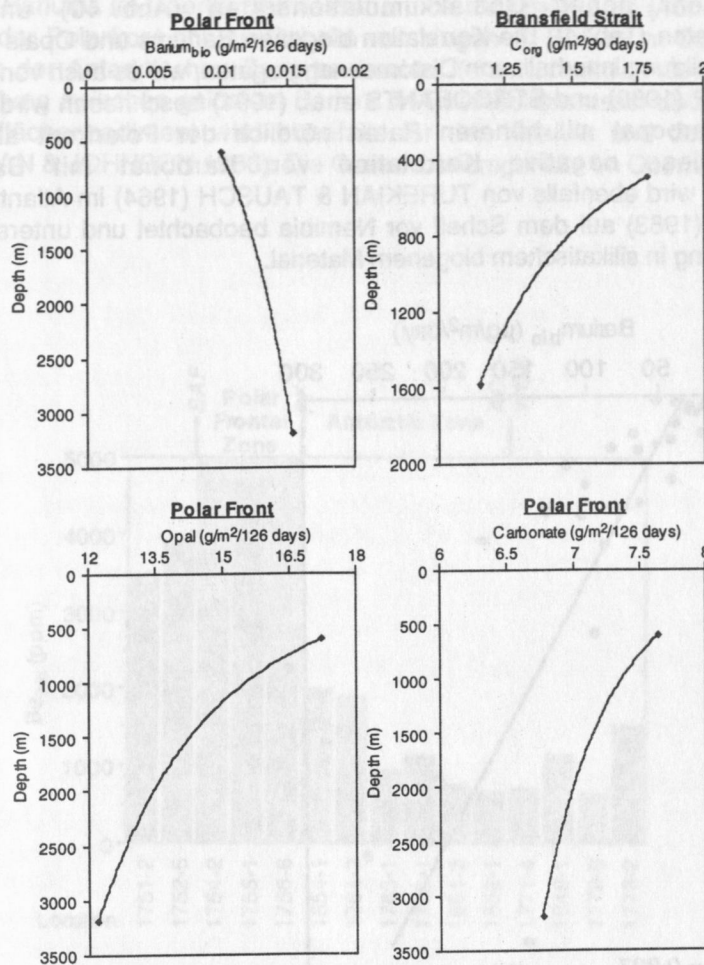


Abb. 37: C_{org}-Fluß in der oberen und unteren Sinkstoffalle der Bransfield-Straße (KG1) und Ba_{bio}-, Opal- und Karbonat-Fluß in der oberen und unteren Sinkstoffalle der Polarfront (PF3). Es wurden nur die Proben betrachtet, bei denen im gleichen Zeitraum sowohl in der oberen als auch in der unteren Sinkstoffalle Sinkstoffe aufgefangen wurden. Daher sind die Flüsse in der Bransfield-Straße für einen Zeitraum von 303 Tagen (31.12.1983-25.11.1984) und an der Polarfront für einen Zeitraum von 126 Tagen (10.11.1989-16.03.1990) dargestellt. C_{org}-, Opal- und Karbonatdaten nach WEFER & FISCHER (1988), FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtg. 1994).

7.4.2 Rezente bis subrezente Bariumsedimentation

Die höchsten Gehalte von biogenem Barium von über 2000 ppm werden rezent innerhalb der Polarfrontzone im östlichen Südatlantik beobachtet (Abb. 39). Bei Ermittlung der Akkumulationsraten von biogenem Barium, welche die Bariumflüsse zum Meeresboden besser beschreiben, verschiebt sich jedoch das Maximum in die Antarktische Zone (Abb. 39). Zum Vergleich der biogenen Komponenten ist daher der Sedimenteintrag von entscheidender Bedeutung. Für verschiedene Regionen des Südatlantiks wurden deshalb die Akkumulationsraten der biogenen Komponenten gemittelt (Tab. 4). Innerhalb der Antarktischen Zone werden im östlichen Südatlantik 8 µg/cm²/a biogenen Bariums akkumuliert. In saisonal eisbedeckten Gebieten, in der Tiefsee und in Küstennähe sowie am Maud-Rücken sind die Akkumulationsraten biogenen Bariums deutlich geringer (0,3-0,7 µg/cm²/a).

Die hohen Akkumulationsraten biogenen Bariums innerhalb der Antarktischen Zone (Abb. 39) korrelieren mit sehr hohen Opalakkumulationsraten (Abb. 40) und hohen C_{org} -Akkumulationsraten (Tab. 4). Die Korrelation biogenen Bariums und Opals spricht für eine vermehrte Barytbildung innerhalb von Diatomeenaggregaten, wie es auch von DEHAIRS et al. (1980), BISHOP (1988) und STROOBANTS et al. (1991) beschrieben wird. Dagegen wird das meiste Karbonat mit höheren Raten nördlich der Polarfront akkumuliert ($1306 \mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{a}$). Diese negative Korrelation von Karbonat mit Barium im Oberflächensediment wird ebenfalls von TUREKIAN & TAUSCH (1964) im Atlantik und von CALVERT & PRICE (1983) auf dem Schelf vor Namibia beobachtet und unterstreicht die bevorzugte Barytbildung in silikatischem biogenem Material.

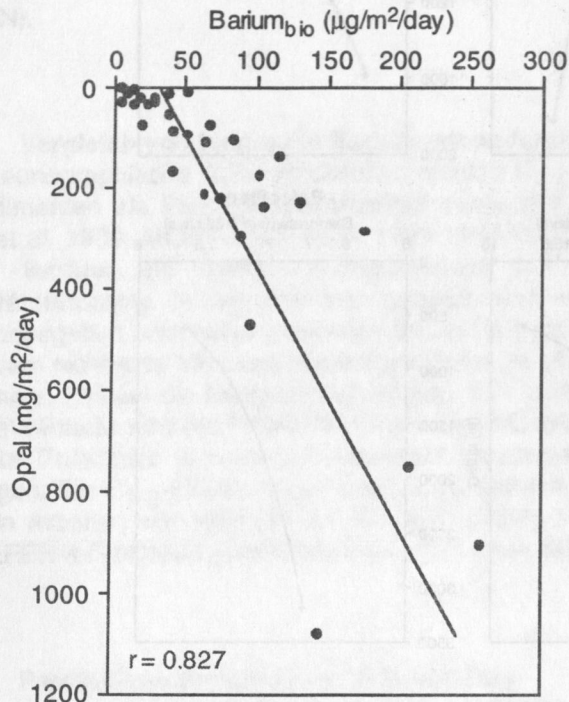


Abb. 38: Darstellung des Ba_{bio} -Flusses aufgetragen gegen den Opal-Fluß in den Sinkstoffallen (KG1-KG3: Bransfield-Straße, WS3: Maud-Rücken, PF3: Polarfront) des südlichen Südatlantiks. Zum besseren Vergleich werden nur die Proben der oberen Fallen mit einer Tiefe von 360-693 m gezeigt. Opaldaten nach WEFER & FISCHER (1988), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtg. 1994).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß biogenes Barium sowohl in den Sinkstoffallen als auch im Oberflächensediment eine gute Übereinstimmung mit biogenem Opal aufweist. Die hohe Stabilität von Baryt gegenüber Lösungserscheinungen beim Transport durch die Wassersäule wird durch die generelle Zunahme biogenen Bariums mit der Wassertiefe verdeutlicht. Daher kommt Barium eine besondere Bedeutung als Produktivitätsanzeiger zu.

7.5 Abhängigkeit des biogenen Bariums im Sediment vom gelösten Barium in der Wassersäule

Die initiale Barytfällung in der Wassersäule erfolgt nach DEHAIRS et al. (1980), BISHOP (1988) und STROOBANTS et al. (1991) in den obersten 500 m der Wassersäule. Inwieweit hohe Konzentrationen gelösten Bariums im Oberflächenwasser zu erhöhten Gehalten von biogenem Barium im Sediment beitragen, wird im Folgenden diskutiert. In der Antarktischen Zone wird im Durchschnitt ca. 700 ppm biogenes Barium beobachtet. Dieser Bereich ist durch hohe Gehalte an gelöstem Barium im Oberflächenwasser

gekennzeichnet (70-93 nmol/kg; s. Kap. 6.1). An der Polarfront nimmt die Konzentration gelösten Bariums im Oberflächenwasser um ca. 30 nmol/kg ab (Abb. 26). Dennoch werden nördlich der Polarfront höhere Gehalte von biogenem Barium im Oberflächensediment als innerhalb der Antarktischen Zone beobachtet (durchschnittlich 1047 ppm). Eine ähnliche Beobachtung zwischen gelöstem Barium im Oberflächenwasser und dem biogenen Barium im Oberflächensediment wird ebenfalls für den Atlantik und den Pazifik beschrieben (TUREKIAN & JOHNSON 1966). Die Gesamtbariumgehalte im Oberflächensediment sind

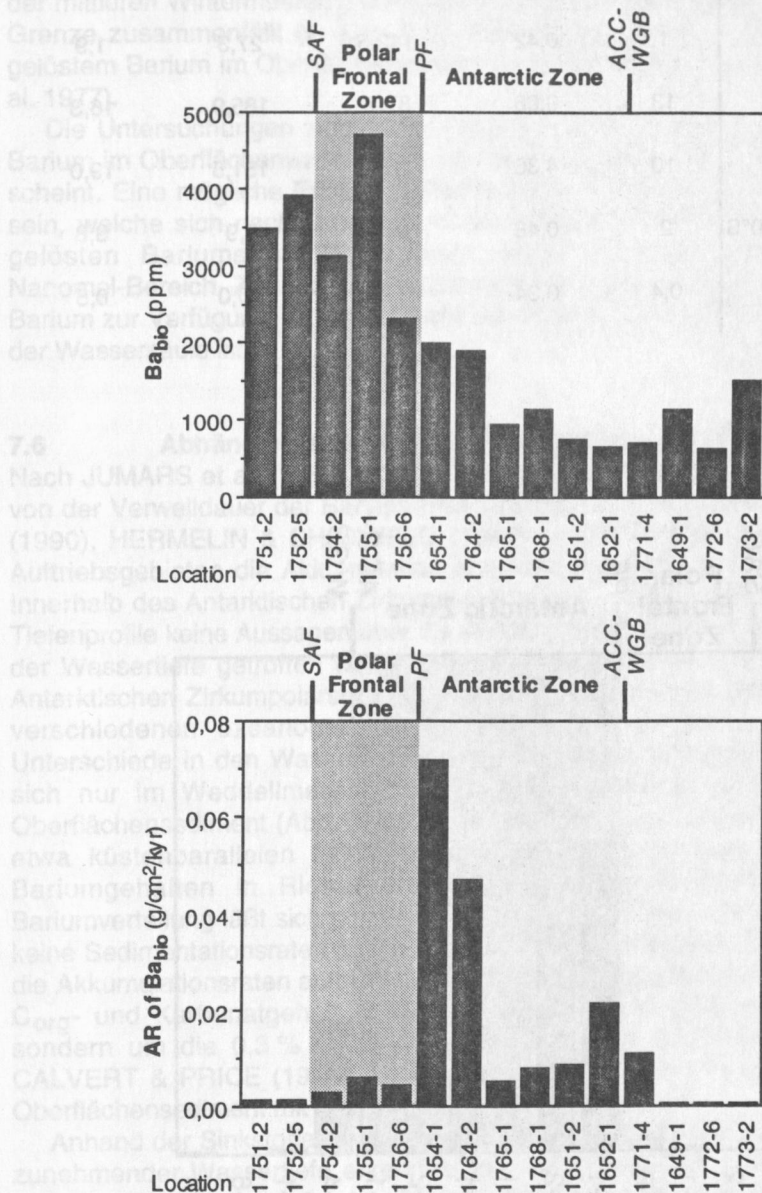


Abb. 39: Biogenes Barium und Akkumulationsraten biogenen Bariums im Oberflächensediment auf einem NE-SW-Schnitt über die ozeanographischen Fronten bei ca. 12°E-0°E im östlichen Südatlantik. Stratigraphische Daten nach Ergebnissen von ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN, MACKENSEN, NIEBLER und OTT (unpubl. Daten in MÜLLER 1992).

Tab. 4: Durchschnittliche Akkumulationsraten (biogenes Barium, Opal, Karbonat, C_{org}) für verschiedene Regionen des Südatlantiks. Opalraten nach BOHRMANN (unpubl. Daten) und SCHLÜTER et al. (eingereicht); Karbonat- und C_{org} -Daten von KUHN (pers. Mtg.) und SCHLÜTER et al. (eingereicht). Trockenraumdichte = $0,5 \text{ g/cm}^3$; $k_a = 1000 \text{ Jahre}$; ACC-WGB = ACC-Weddellwirbel-Grenze.

	LSR (cm/ka)	AR _{Babio} ($\mu\text{g/cm}^2/\text{a}$)	AR _{Opal} ($\mu\text{g/cm}^2/\text{a}$)	AR _{Karb} ($\mu\text{g/cm}^2/\text{a}$)	AR _{Corg} ($\mu\text{g/cm}^2/\text{a}$)
Nördl. der Polarfront (30°W-20°E)	7	4,59	672,0	1305,8	15,7
Antarktische Zone (30°W-20°E)	20	8,45	6420,0	1150,0	42,0
Südl. der ACC-WGB (bis 60°S, 30°W-20°E)	1	0,42	142,5	27,3	1,9
Antarkt. Schelf südl. 60°S (0-500 m)	13	0,66	87,7	185,9	16,3
Antarkt. Hang südl. 60°S (500-4500 m)	10	4,36	113,0	151,5	19,0
Weddellmeer-Tiefsee südl. 60°S (> 4500 m)	2	0,48	19,8	5,9	3,8
Maud-Rücken	0,4	0,34	-	70,0	0,5

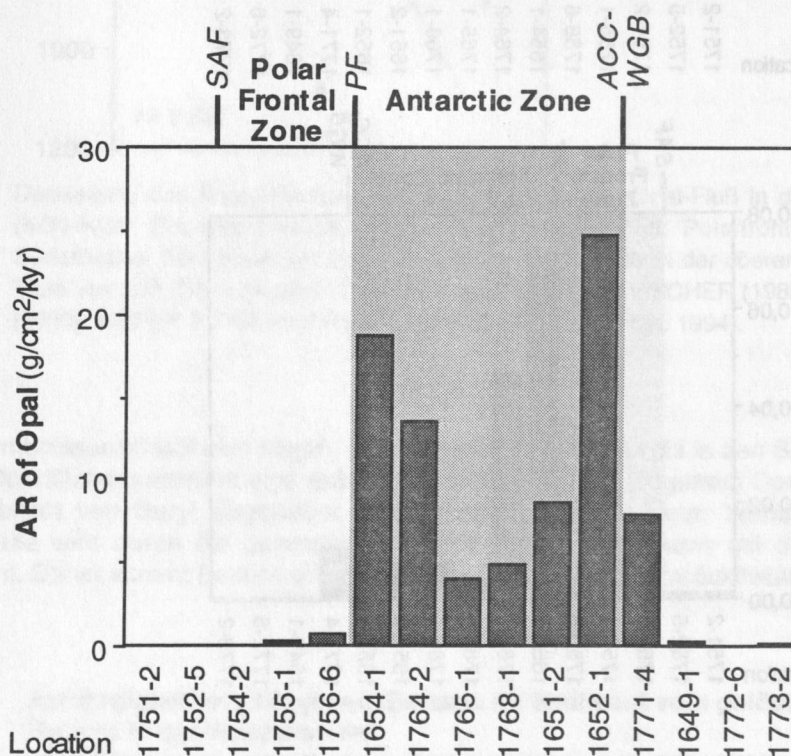


Abb. 40: Opalakkumulationsraten im Oberflächensediment auf einem NE-SW-Schnitt über die ozeanographischen Fronten bei ca. 12°E-0°E im östlichen Südatlantik. Stratigraphische Daten nach Ergebnissen von ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN, MACKENSEN, NIEBLER und OTT (unpubl. Daten in MÜLLER 1992).

zwischen 60°N und 45°S im mittleren und östlichen Atlantik (1000 ppm bis > 4000 ppm) deutlich höher als im westlichen Atlantik (< 1000 ppm). Dagegen liegen die Konzentrationen gelösten Bariums im Oberflächenwasser zwischen 60°N und 45°S sowohl im westlichen als auch im östlichen Atlantik bei < 45 nmol/kg (CHAN et al. 1977). Ebenfalls zeigen Bariumgesamtgehalte in antarktischen Oberflächensedimenten des pazifischen Sektors (54°31,5'S-70°25,4'S, 76°15'W-115°W) keine Übereinstimmung zu Konzentrationen gelösten Bariums im Oberflächenwasser (TUREKIAN & JOHNSON 1966). In Kap. 7.4.2 wurde gezeigt, daß die Betrachtung von Akkumulationsraten von entscheidender Bedeutung für die Interpretation der Verteilung biogener Komponenten im Sediment ist. Innerhalb der Antarktischen Zone, die ebenfalls durch höhere Bariumgehalte im Oberflächenwasser gekennzeichnet ist (s.o.), wird mehr biogenes Barium akkumuliert als innerhalb der Polarfrontzone (s. Kap. 7.4.2). Jedoch sind die Akkumulationsraten biogenen Bariums südlich der mittleren Wintermeereisgrenze, die im östlichen Südatlantik mit der ACC-Weddellwirbel-Grenze zusammenfällt (s. Kap. 2.4), sehr niedrig (s. Kap. 7.4.2), obwohl die Gehalte an gelöstem Barium im Oberflächenwasser weiterhin sehr hoch sind (ca. 80 nmol/kg; CHAN et al. 1977).

Die Untersuchungen zeigen, daß eine unmittelbare Beziehung zwischen dem gelösten Barium im Oberflächenwasser und den Bariumgehalten im Sediment nicht gegeben zu sein scheint. Eine mögliche Erklärung könnte in der Konzentration der Barytkristalle zu suchen sein, welche sich nach DEHAIRS et al. (1980) im Pikomol-Bereich bewegt. Die Gehalte gelösten Bariums im Meerwasser liegen dagegen um eine Potenz höher im Nanomol-Bereich. Zur Bildung von Barytkristallen steht demnach immer genügend gelöstes Barium zur Verfügung, so daß es nicht der limitierende Faktor bei der Barytbildung innerhalb der Wassersäule ist.

7.6 Abhängigkeit der Bariumakkumulation von der Wassertiefe

Nach JUMARS et al. (1988) ist die Akkumulation biogenen Bariums im Sediment abhängig von der Verweildauer der Barytpartikel innerhalb der Wassersäule. Nach SHIMMIELD et al. (1990), HERMELIN & SHIMMIELD (1990) und VON BREYMANN et al. (1992) nimmt in Auftriebsgebieten die Akkumulation biogenen Bariums mit zunehmender Wassertiefe zu. Innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes konnten aufgrund des Fehlens geeigneter Tiefenprofile keine Aussagen über die Abhängigkeit der Bariumakkumulation im Sediment mit der Wassertiefe getroffen werden. Es wäre aufgrund der Produktivitätsschwankungen im Antarktischen Zirkumpolarstrom (s. Kap. 7.4.2) nur sinnvoll gewesen, Profile innerhalb der verschiedenen ozeanographischen Zonen zu betrachten. Jedoch waren dort die Unterschiede in den Wassertiefen zu gering. Tiefenabhängige Bariumverteilungen lassen sich nur im Weddellmeer nachweisen. Die Kartendarstellung biogenen Bariums im Oberflächensediment (Abb. 36) zeigt im Bereich des antarktischen Kontinentalrandes einen etwa küstenparallelen Isolinenverlauf der Bariumkonzentrationen mit ansteigenden Bariumgehalten in Richtung Weddellmeer-Tiefsee-Ebene. Diese tiefenabhängige Bariumverteilung läßt sich anhand von drei Profilschnitten verdeutlichen (Abb. 41). Es lagen keine Sedimentationsraten für die Proben vor, so daß lediglich die Konzentrationen und nicht die Akkumulationsraten aufgetragen sind. Aus der Abbildung ist ferner zu erkennen, daß der C_{org}- und Karbonatgehalt im Oberflächensediment nicht mit der Wassertiefe ansteigt, sondern um die 0,3 % bzw. zwischen 0,1 % und 5 % schwankt. Ebenso beobachten CALVERT & PRICE (1983) vor der Küste Namibias ein Ansteigen der Bariumgehalte im Oberflächensediment mit zunehmender Wassertiefe.

Anhand der Sinkstoffallendaten ist ebenfalls ein deutlicher Anstieg biogenen Bariums mit zunehmender Wassertiefe erkennbar (s. Kap. 7.4.1). Die Zunahme biogenen Bariums mit ansteigenden Wassertiefen ist ebenfalls anhand von Anwachssäumen an Barytkristallen im suspendierten Material unterhalb der Sauerstoffminimumzone (DEHAIRS et al. 1980) und an aus dem Sediment isolierten Barytkörnern (GINGELE & DAHMKE 1994) belegt.

Aus diesen Untersuchungen läßt sich zusammenfassend ableiten, daß die mit zunehmender Wassertiefe ansteigenden Gehalte von biogenem Barium für die Bildung von Baryt in "microenvironments" sprechen, in denen beim Transport durch die Wassersäule organisches Material abgebaut wird und der lokal entstehende Sulfatüberschuß zum Aufbau

von Barytkristallen beiträgt (CHOW & GOLDBERG 1960, DEHAIRS et al. 1980, BISHOP 1988).

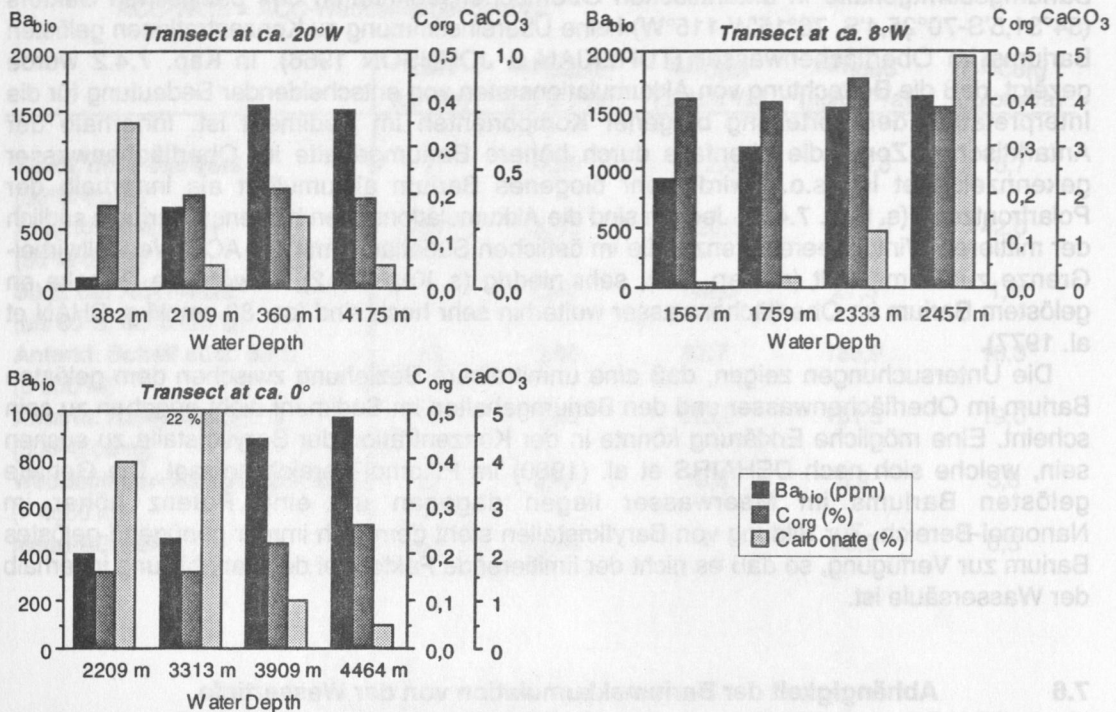


Abb. 41: Konzentrationen von biogenem Barium, C_{org} und Karbonat im Oberflächensediment auf drei Profilen, die sich vom antarktischen Schelf über den Kontinentalhang bis ins Weddellbecken erstrecken. Während das biogene Barium mit zunehmender Wassertiefe ansteigt, zeigen die C_{org}- und Karbonatkonzentrationen im Sediment keine Abhängigkeit mit der Wassertiefe. C_{org}- und Karbonatdaten nach KUHN (pers. Mtg.).

7.7 Bariumsedimentation in Beziehung zur Ozeanographie und zur Meereisverbreitung innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes

Innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes kommt es mengenmäßig zur größten Bariumakkumulation in der Antarktischen Zone (Abb. 39, Tab. 4). Dieser Bereich zwischen der Polarfront und der Wintermeereisgrenze wird allgemein als Hochproduktionszone angesehen, mit einer hohen Primärproduktion südlich der Polarfront (50°09'S, 5°46'E) von 83 gC/m²/a (WEFER & FISCHER 1991) und hohen Chlorophyll-*a*-Gehalten (LUTHJEHARMS et al. 1985, BATHMANN et al. 1994). Er zeichnet sich ebenfalls durch hohe Opalakkumulationsraten aus (Abb. 40, DE MASTER 1981, LEDFORD-HOFFMAN et al. 1986, BOHRMANN unpubl. Daten). Da die Bildung von Baryt an das Vorkommen von planktischen Silikatschalern gekoppelt ist, was sich aus der Korrelation von biogenem Barium und Opal sowohl in den oberen Sinkstoffallen als auch im Oberflächensediment ableiten läßt (s. Kap. 7.4, Abb. 38 und Tab. 4), könnte die Verfügbarkeit gelösten Bariums und Silikates im Oberflächenwasser von entscheidender Bedeutung sein. Das gelöste Barium variiert kaum im Oberflächenwasser des gesamten Antarktischen Zirkumpolarstromes (s. Kap. 6.2). Zudem bestimmt der Anteil gelösten Bariums im Oberflächenwasser nicht die Höhe der Barytakkumulation (s. Kap. 7.5), so daß die initiale Barytbildung und anschließende Sedimentation vermutlich ausschließlich durch das Vorhandensein von Diatomeen gesteuert wird, die nach ihrem Absterben den wesentlichen Anteil an der Exportproduktion ausmachen. Relativ hohe Gehalte gelösten Silikates stehen ebenfalls permanent innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes zur Verfügung, da es dort zu einem ständigen Aufsteigen von Tiefenwassermassen an der Antarktischen Divergenz und somit zu einem permanenten

Nachschub von Nährstoffen kommt (s. Kap. 2.3). Die Primär- bzw. Exportproduktion wird demnach von anderen Mechanismen bestimmt.

Nach TRÉGUER & JACQUES (1992) ist die Primärproduktion nördlich der Polarfront eingeschränkt, da dort ein deutlicher Abfall gelösten Silikates unter $20 \mu\text{mol/kg}$ im Oberflächenwasser zu verzeichnen ist (s. Kap. 6.2.1). Dieser Silikatanteil scheint für die Planktonbildung zu gering zu sein, da Hälterungsversuche von JACQUES (1983) und SOMMER (1986, 1991) mit *Nitzschia kerguelensis*, der am häufigsten vertretenen Diatomeenart innerhalb der Antarktischen Zone (ZIELINSKI 1993), zeigen, daß diese Art $22\text{--}88 \mu\text{mol/kg}$ gelöstes Silikat zum Bau ihres Skelettes benötigt. Weiterhin sind nördlich der Polarfront höhere Opallösungsraten ermittelt worden als innerhalb der Antarktischen Zone (BAREILLE et al. 1991).

In saisonal eisbedeckten Gebieten ist ebenfalls eine geringe Opalakkumulation zu verzeichnen (DE MASTER 1981, BOHRMANN unpubl. Daten), obwohl am Eisrand und unter dem Eis hohe Gehalte gelösten Silikates im Oberflächenwasser zur Verfügung stehen und eine vermehrte Planktonbildung zu beobachten ist (TRÉGUER & VAN BENNEKOM 1991). In der saisonal eisbedeckten Zone wird nach PICHON et al. (1991) über 60 % des biogenen Silikates gelöst. ABELMANN & GERSONDE (1991) beobachten in einer Sinkstoffalle im nordwestlichen Weddellmeer eine Abnahme der Diatomeengehalte von der oberen Falle (863 m) zur unteren Falle (3337 m) und führen dies auf eine Lösung der Diatomeen unterhalb der euphotischen Zone zurück.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß nördlich der Polarfront und innerhalb der saisonal eisbedeckten Zone nur wenig silikatisches Material in den Export gelangt, bedingt durch eine geringe Planktonproduktion und hohe Lösungsraten von Silikat im Oberflächenwasser. Aus diesem Grund wird in diesen Bereichen auch eine verminderte Barytbildung beobachtet. Innerhalb der Antarktischen Zone ist die Produktivität nach TRÉGUER & VAN BENNEKOM (1991) und DEHAIRS et al. (1992) ebenfalls gering. Jedoch kommt es durch die geringen Lösungsraten silikatischen Materials (ca. $20 \pm 15 \%$; BAREILLE et al. 1991), das sehr schnelle Absinken der Diatomeen (230 m pro Tag; TSUNOGAI et al. 1986) und den Transport des Opals zum Meeresboden durch Kotballen und in Aggregaten (LEDFORD-HOFFMANN et al. 1986) innerhalb der Antarktischen Zone zu einer hohen Exportproduktion und damit verbundener Barytbildung, die durch hohe Bariumakkumulationsraten belegt ist.

7.8 Fluß von biogenem Barium zur Berechnung von Exportproduktivitäten

Die gute Korrelation von Produktivität und Barytbildung hat dazu geführt, Bariumakkumulationen im Sediment zur Rekonstruktion von Produktivitätsschwankungen in der geologischen Vergangenheit zu nutzen. Übereinstimmend mit DYMOND et al. (1992) und FRANCOIS et al. (im Druck) kann eine Abnahme des $C_{\text{org}}/B_{\text{bio}}$ -Verhältnisses mit zunehmender Wassertiefe gezeigt werden (Abb. 42). Die Abnahme des Verhältnisses gründet sich zum einen auf den Abbau organischer Substanz auf dem Weg durch die Wassersäule, zum anderen nimmt der B_{bio} -Fluß mit zunehmender Wassertiefe zu (s. Kap. 7.4.1). Das abnehmende Verhältnis mit der Wassertiefe spricht eher für den Abbau von C_{org} und gleichzeitiger Bildung von Baryt in "microenvironments" (CHOW & GOLDBERG 1960, DEHAIRS 1980, BISHOP 1988) oder für die Lösung von Coelestinskeletten von Acantharien und anschließender Ausfällung von Baryt (BERNSTEIN et al. 1992), als für eine aktive Barytfällung in Organismen. DYMOND et al. (1992) beobachten niedrigere $C_{\text{org}}/B_{\text{bio}}$ -Verhältnisse im Pazifik ($C_{\text{org}}/B_{\text{bio}} = 20\text{--}110$) als im Westatlantik ($C_{\text{org}}/B_{\text{bio}} = 80\text{--}130$) und erklären diese Ergebnisse mit höheren Gehalten an gelöstem Barium im Tiefenwasser des Pazifiks gegenüber dem Atlantik. Untersuchungen von FRANCOIS et al. (im Druck) zeigen jedoch hohe $C_{\text{org}}/B_{\text{bio}}$ -Verhältnisse im Panamabecken ($C_{\text{org}}/B_{\text{bio}} = 75\text{--}200$) und niedrige $C_{\text{org}}/B_{\text{bio}}$ -Verhältnisse im Nordatlantik ($C_{\text{org}}/B_{\text{bio}} = 40\text{--}65$). FRANCOIS et al. (im Druck) argumentieren damit gegen die Vorstellung von DYMOND et al. (1992), daß die Barytbildung vom Bariumgehalt im Tiefenwasser abhängig ist. Sie interpretieren hohe $C_{\text{org}}/B_{\text{bio}}$ -Verhältnisse mit einem hohen refraktären Anteil des organischen Kohlenstoffes in den Sinkstoffallen.

Die Beziehung zwischen dem vertikalen C_{org} -Fluß und der Barytfällung wird von FRANCOIS et al. (im Druck) folgendermaßen beschrieben:

$$C_{org}/B_{bio} = 4787 z^{-0,616} \quad (10)$$

mit

z: Wassertiefe (m).

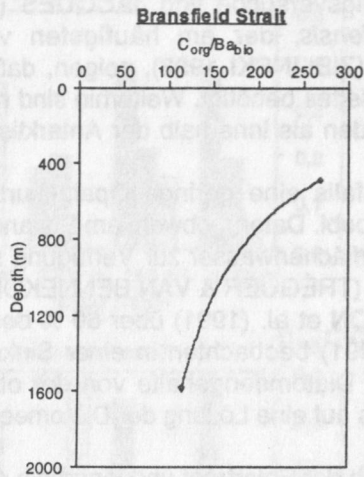


Abb. 42: Das C_{org}/B_{bio} -Verhältnis in den Sinkstoffen der Bransfield-Straße (KG1) in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Es wurden nur Proben verwendet, von denen sowohl B_{bio} -Flüsse als auch C_{org} -Flüsse vorlagen, was für einen Zeitraum von 60 Tagen (31.12.1983-29.02.1984) zutraf. Mit diesen Daten wurde das C_{org}/B_{bio} -Verhältnis für die obere und untere Sinkstoffalle bestimmt. C_{org} -Daten nach FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtlg.).

Alle in dieser Arbeit aus dem südlichen Südatlantik erstellten Fallendaten zeigen höhere C_{org}/B_{bio} -Verhältnisse im Vergleich zu Gleichung (10), außer den Daten der tiefen Sinkstoffalle am Maud-Rücken (Abb. 43). Diese höheren C_{org}/B_{bio} -Verhältnisse sind auf eine Erhöhung des C_{org} -Anteils oder auf eine verminderte Barytfällung bzw. auf Barytlösung zurückzuführen. Eine Lösung von Baryt in der Wassersäule scheint unwahrscheinlich, da ansteigende Gehalte von biogenem Barium mit zunehmenden Wassertiefen beobachtet worden sind (s. Kap. 7.4.1 und Kap. 7.6), und das Meerwasser relativ zu Baryt gesättigt ist. Nach FRANCOIS et al. (im Druck) könnte daher angenommen werden, daß in den untersuchten Sinkstoffallen des Südatlantiks die hohen C_{org}/B_{bio} -Verhältnisse hauptsächlich auf einen lateralen Eintrag refraktären organischen Materials zurückzuführen sind. Für die Fallenproben wurde der Anteil an refraktärem C_{org} über das berechnete C_{org}/B_{bio} -Verhältnis aus Gleichung (10) und das tatsächlich bestimmte C_{org}/B_{bio} -Verhältnis ermittelt (Tab. 5). Da im Untersuchungsgebiet hohe saisonale Schwankungen in der Partikelsedimentation auftreten und somit nicht an allen Proben einer Sammelperiode biogenes Barium bestimmt wurde, wurden für die B_{bio} - und C_{org} -Flüsse dieselben Sammelzeiträume betrachtet (Tab. 5, Spalte 3). Dabei wurden die Einheiten nicht auf das gesamte Jahr umgerechnet sondern als jährlicher Fluß interpretiert.

In der Bransfield-Straße wurde ein refraktärer C_{org} -Anteil von 50-71 % berechnet (Tab. 5). Bei konstanter Primärproduktivität sollte sich der C_{org} -Fluß nach der Gleichung von SARNTHEIN et al. (1988) von der oberen Falle (KG1a; 494 m) zur unteren Falle (KG1b; 1588-m) um ca. 50 % vermindern. Tatsächlich nimmt der C_{org} -Fluß aber nur um ca. 35 % ab, was auf einen lateralen Eintrag von C_{org} hinweist. Eine Zufuhr terrestrischer organischer Substanz von den umliegenden Schelfen läßt sich aufgrund der typisch marinen C/N-Verhältnisse ausschließen (FISCHER 1989). Eine sekundäre Kohlenstoff-Quelle bilden neben dem Phytoplankton-Detritus resuspendierte marin-benthische Makroalgen, die vom Joinville-Schelf in die Bransfield-Straße transportiert werden (FISCHER 1989). Ein hoher lateraler Eintrag von den umliegenden Schelfen ist ebenfalls durch einen erhöhten

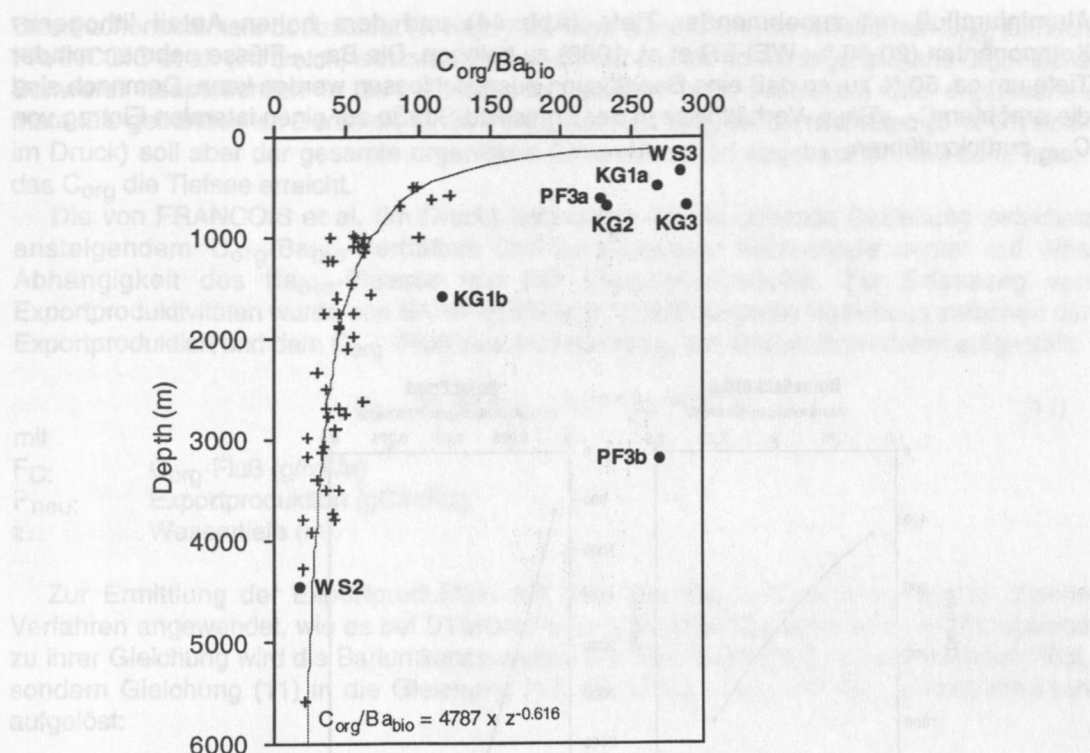


Abb. 43: Das C_{org}/B_{abio} -Verhältnis mit zunehmender Wassertiefe in den Sinkstoffen des Südatlantiks. Die Kreuze zeigen Stationen, die nach FRANCOIS et al. (im Druck) am geringsten durch einen Eintrag detritischen C_{org} 's und/oder Barytlösung beeinflusst sind. Dieses optimale C_{org}/B_{abio} -Verhältnis läßt sich durch eine Potenzfunktion beschreiben: ($C_{org}/B_{abio} = 4787 z^{-0,616}$). z = Tiefe (m).

Tab. 5: Das gemessene und aus Gleichung (10) berechnete C_{org}/B_{abio} -Verhältnis für die Sinkstoffallen des Südatlantiks, sowie der refraktäre C_{org} -Anteil in %, der mittels des gemessenen und nach Gleichung (10) berechneten C_{org}/B_{abio} -Verhältnisses ermittelt wurde. Es wurden nur die Proben verwendet, von denen sowohl B_{abio} -Flüsse (F_{Babio}) als auch C_{org} -Flüsse (F_{Corg}) vorlagen. Die Einheit in Tagen (s. Spalte 3) wurde als Jahresfluß interpretiert. C_{org} -Fluß nach FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtg. 1994).

Falle	Wasser- tiefe (m)	Tage	F_{Corg} gemessen (g/m ² /a)	F_{Babio} gemessen (g/m ² /a)	C_{org}/B_{abio} gemessen	C_{org}/B_{abio} berechnet	Refraktäres C_{org} (%)
KG1a	494	60	1,75	0,0066	267	105	61
KG1b	1588	60	1,14	0,0099	116	51	56
KG2	693	13,8	0,24	0,0014	171	85	50
KG3	687	27	1,05	0,0036	292	86	71
WS3	360	176	2,10	0,0073	288	127	56
WS2	4456	240	0,16	0,0096	17	27	-
PF3a	614	303	3,41	0,0201	170	92	46
PF3b	3196	126	4,10	0,0153	268	33	88

Aluminiumfluß mit zunehmender Tiefe (Abb. 44) und dem hohen Anteil lithogener Komponenten (20-50 %; WEFER et al. 1989) zu belegen. Die Ba_{bio} -Flüsse nehmen mit der Tiefe um ca. 50 % zu, so daß eine Barytlösung ausgeschlossen werden kann. Demnach sind die erhöhten C_{org}/Ba_{bio} -Verhältnisse in der Bransfield-Straße auf einen lateralen Eintrag von C_{org} zurückzuführen.

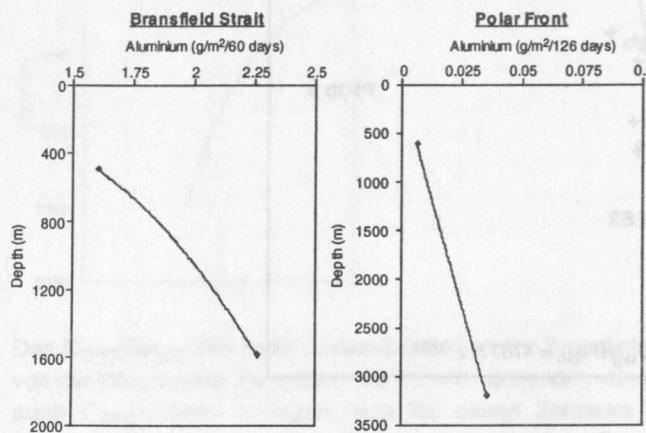


Abb. 44: Aluminium-Fluß zur unteren Falle in der Bransfield-Straße (KG1) und an der Polarfront (PF3). Aufgrund der saisonal sehr unterschiedlichen Partikelsedimentation während eines Jahres wurden die Aluminium-Flüsse in der Bransfield-Straße für einen Zeitraum von 60 Tagen (31.12.1983-29.02.1984) und an der Polarfront für einen Zeitraum von 126 Tagen (10.11.1989-16.03.1990) betrachtet. Während diese Zeiträume wurden sowohl in der oberen Sinkstoffalle als auch in der unteren Falle Sinkstoffe aufgefangen.

Für die untere Sinkstoffalle an der Polarfront (PF3b) wurde ein sehr hoher Anteil refraktären C_{org} 's berechnet (Tab. 5). Der C_{org} -Fluß ist in der unteren Falle (PF3b; 3196 m) um 80 % höher als im Vergleich zur oberen Falle (PF3a; 614 m), was auf einen lateralen Eintrag organischen Materials zur tiefen Falle hinweist. Die deutlich ansteigenden Aluminiumflüsse mit der Tiefe (Abb. 44) sprechen ebenfalls für einen hohen Eintrag resuspendierten Materials in die untere Sinkstoffalle. Die Position der Falle befindet sich direkt an der Polarfront, an der hohe geostrophische Geschwindigkeiten bis zu 23 cm/s auftreten (WHITWORTH III & NOWLIN 1987), so daß ein hoher lateraler Transport oder Resuspension wahrscheinlich ist.

Während der eisbedeckten Periode am Maud-Rücken setzt sich 50 % und mehr des C_{org} 's der tiefen Sinkstoffalle WS2 aus lateral herantransportiertem Material zusammen (FISCHER 1989). Zum Teil handelt es sich dabei um terrestrisches organisches Material vom Maud-Rücken, was durch hohe C/N-Verhältnissen nachgewiesen wurde (WEFER et al. 1990). Ein weiterer Anzeiger lateralen Transportes ist der hohe lithogene Eintrag von bis zu 30 % (WEFER et al. 1990). Zudem ist über das gesamte Jahr ein kontinuierlicher biogener Silikat-Fluß zu beobachten, obwohl zu Zeiten der Eisbedeckung die Primärproduktion stark reduziert ist (ABELMANN & GERSONDE 1991). Die Autoren interpretieren die hohen Silikat-Flüsse daher als lateral eingetragenes Signal. Obwohl viele Anzeichen auf einen lateralen Transport refraktären C_{org} 's hindeuten, ist das beobachtete C_{org}/Ba_{bio} -Verhältnis sogar geringer ($C_{org}/Ba_{bio} = 17$) als aus Gleichung (10) zu erwarten wäre. Das niedrige Verhältnis ist mit einem hohen lateralen Eintrag auch von Barium vom Maud-Rücken aus zu interpretieren. Dort werden sehr hohe Ba_{bio} -Gehalte von über 3000 ppm im

Oberflächensediment beobachtet (s. Kap. 7.2). Eine Barytfällung im refraktärem C_{org} ist nach FRANCOIS et al. (im Druck) auszuschließen, da der hierfür notwendige biogene organische Schwefel hauptsächlich in den labilsten Bausteinen (z.B. Proteinen) des organischen Materials gebunden ist. Durch die lange Verweilzeit von C_{org} auf den Schelfen (BACON et al. im Druck) soll aber der gesamte organische Schwefel schon abgebaut worden sein, bevor das C_{org} die Tiefsee erreicht.

Die von FRANCOIS et al. (im Druck) aufgezeigte global geltende Beziehung zwischen ansteigendem C_{org}/B_{bio} -Verhältnis und zunehmender Wassertiefe deutet auf eine Abhängigkeit des B_{bio} -Flusses von der Exportproduktivität. Zur Erfassung von Exportproduktivitäten wurde von SARNTHEIN et al. (1988) folgende Beziehung zwischen der Exportproduktion und dem C_{org} -Fluß zum Meeresboden aus Sinkstoffallendaten aufgestellt:

$$F_C = 20,56 (P_{neu})^{0,6648} z^{-0,5537} \quad (11)$$

mit

F_C : C_{org} -Fluß ($g/m^2/a$)
 P_{neu} : Exportproduktion ($gC/m^2/a$)
 z : Wassertiefe (m).

Zur Ermittlung der Exportproduktion mit Hilfe des B_{bio} -Flusses wurde das gleiche Verfahren angewendet, wie es bei DYMOND et al. (1992) beschrieben wird. Im Unterschied zu ihrer Gleichung wird die Bariumkonzentration des Meerwassers aber nicht berücksichtigt, sondern Gleichung (11) in die Gleichung (10) eingesetzt und nach der Exportproduktion aufgelöst:

$$P_{neu} = 3,56 (F_{Ba})^{1,504} z^{-0,0937} \quad (12)$$

mit

P_{neu} : Exportproduktion ($gC/m^2/a$)
 F_{Ba} : B_{bio} -Fluß ($\mu g/cm^2/a$)
 z : Wassertiefe (m).

Der Tab. 6 sind die Exportproduktivitäten zu entnehmen, die nach Gleichung (12) für die einzelnen Sinkstoffallen berechnet wurden.

Tab. 6: Exportproduktivitäten, welche über den B_{bio} -Fluß für verschiedene Sinkstoffallen des Südatlantiks ermittelt wurden. Es wurde jede Probe einer Sinkstoffalle berücksichtigt und die erhaltene Raten in Tagen (s. Spalte 3) als Jahresfluß interpretiert.

	Wassertiefe (m)	Tage	F_{Ba} ($\mu g/cm^2/a$)	$P_{neu} - Ba$ ($gC/m^2/a$)
KG1a	494	180	0,80	1,4
KG1b	1588	180	2,44	6,8
KG2	693	13,8	0,14	0,1
KG3	687	27	0,36	0,4
WS3	360	176	0,73	1,3
PF3a	614	303	2,01	5,6
PF3b	3196	126	1,53	3,2

FRANCOIS et al. (im Druck) verfolgen einen anderen Ansatz zur Berechnung von Exportproduktivitäten. Sie ermitteln aus der Beziehung zwischen dem B_{bio} -Fluß und der Exportproduktion, die nach Gleichung (11) berechnet wurde, folgende Gleichung:

$$P_{\text{neu}} = 1,95 (F_{\text{Ba}})^{1,41} \quad (13)$$

mit

 P_{neu} : Exportproduktion (gC/m²/a) F_{Ba} : Ba_{bio}-Fluß (µg/cm²/a).

Beim Vergleich der beiden Gleichungen (12) und (13), mit denen die Exportproduktivität berechnet werden kann, ergeben sich für extrem unterschiedliche Wassertiefen erhebliche Unterschiede in den Exportproduktionsraten (Tab. 7). In der Gleichung von FRANCOIS et al. (im Druck) wird anscheinend der Ba_{bio}-Export-Fluß in 100 m Wassertiefe betrachtet, da keine Wassertiefe in der Gleichung berücksichtigt ist. Somit bezieht sich die berechnete Exportproduktion nur auf die Bariumfixierung innerhalb der euphotischen Zone. Dagegen geht in Gleichung (12) der Ba_{bio}-Fluß für verschiedene Wassertiefen ein. Ein Vergleich beider Exportproduktivitäten ist daher nicht zulässig

Tab. 7: Vergleich von Exportproduktivitäten (P_{neu}), welche über zwei verschiedene Gleichungen berechnet worden sind. Ba_{bio}-Fluß (F_{Ba}) in µg/cm²/a; P_{neu} in gC/m²/a.

	Gleichung (12)		Gleichung (13)
	für 100 m	für 6000 m	ohne Wassertiefe
$F_{\text{Ba}} = 0,1$	$P_{\text{neu}} = 0,072$	$P_{\text{neu}} = 0,049$	$P_{\text{neu}} = 0,076$
$F_{\text{Ba}} = 30$	$P_{\text{neu}} = 385$	$P_{\text{neu}} = 262$	$P_{\text{neu}} = 236$

Um die Exportproduktionen (Tab. 6) mit Literaturdaten vergleichen zu können, wurden sie in Primärproduktionen nach folgender Gleichung von EPPLEY & PETERSON (1979) umgerechnet:

$$PP = 20 (P_{\text{neu}})^{0,5} \quad (14)$$

mit

 PP : Primärproduktion (gC/m²/a) P_{neu} : Exportproduktion (gC/m²/a)

Übereinstimmend mit WEFER & FISCHER (1991) sowie TRÉGUER & VAN BENNEKOM (1991) werden in der antarktischen Küstenregion die höchsten Primärproduktivitäten beobachtet (6-53 gC/m²/a; Tab. 8). Die relativ große Schwankungsbreite ist auf die hohe saisonale Variabilität der Exportproduktion innerhalb der Bransfield-Straße zurückzuführen, die hier durch das Vorkommen von Krill gesteuert wird (WEFER et al. 1988). Sobald der Krill in die Bransfield-Straße migriert, frißt er das primärproduzierte Plankton, dessen Skelettreste dann über die vom Krill produzierten Kotballen in den Export gelangen. In saisonal eisbedeckten Gebieten liegen die Primärproduktivitäten bei 23 gC/m²/a und bewegen sich somit in derselben Größenordnung wie sie sowohl von WEFER & FISCHER (1991) als auch von TRÉGUER & VAN BENNEKOM (1991) angegeben wurden (Tab. 8). Nur an der Polarfront ergeben sich bei der Ermittlung der Primärproduktivität über verschiedene Komponenten unterschiedliche Produktionsraten (Tab. 8). Die hohen Raten von WEFER & FISCHER (1991), welche über den C_{org}-Fluß ermittelt wurden, scheinen zu hoch zu sein, da, wie bereits oben gezeigt, ein Großteil des C_{org}'s an der Polarfront lateral in die Sinkstoffalle eingebracht wird. TRÉGUER & VAN BENNEKOM (1991) weisen darauf hin, daß die von ihnen angegebene Produktivitätsrate, welche über den Silikat-Fluß ermittelt wurde, nur eine Untergrenze darstellt. Daher scheint eine Primärproduktion von 36-47 gC/m²/a im Bereich der Polarfront, wie sie über den Ba_{bio}-Fluß ermittelt wurde, sehr wahrscheinlich. Innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes werden deutlich niedrigere Primärproduktionen ermittelt als in den Auftriebsgebieten vor der Westküste Afrikas, vor Peru und Kalifornien sowie dem Arabischen Meer. Dort liegt nach BERGER et al. (1987) die Primärproduktion bei ca. 125-200 gC/m²/a.

8. Diagenese von Baryt in anoxischen Sedimenten

Zur Interpretation von Barium als Paläoproduktivitätsanzeiger ist die Kenntnis des primär eingetragenen Bariums von entscheidender Bedeutung. In anoxischen Sedimenten kann es zu einer Remobilisierung und erneuter Abscheidung von Baryt kommen, was zu einer Verfälschung des primär eingetragenen Barytsignales führen kann (BRUMSACK & GIESKES 1983, BRUMSACK 1989, VON BREYMANN et al. 1990, 1992). In Sedimentabschnitten, in denen das Porenwasser an Sulfat abgereichert ist, kommt es zur Lösung von Baryt, woraus ein hoher Gehalt gelösten Bariums im Porenwasser resultiert (z.B. bis 800 $\mu\text{mol/kg}$; TORRES et al. eingereicht). Die Sulfatkonzentration im Porenwasser ist eng mit dem Abbau der organischen Substanz verbunden und an das Redox-Potential gekoppelt. In oxischen Sedimenten bewirken das niedrige Löslichkeitsprodukt von Baryt ($pK_s = 10$; CHURCH & WOLGEMUTH 1972) und die konstante Sulfatkonzentration im Porenwasser eine große Stabilität von Baryt. Dagegen wird in anoxischen Sedimenten das Löslichkeitsprodukt von Baryt unterschritten, wenn es durch mikrobiellen Abbau organischen Kohlenstoffes zur Sulfatreduktion kommt (BRUMSACK 1989). Das freigesetzte Barium steigt im sulfatabgereicherten Sedimentprofil nach oben und kann am Ende der Sulfatreduktionszone, wo genügend Sulfat im Porenwasser zur Verfügung steht, diffusiv in den sulfatabgereicherten Sedimentabschnitt eindringen, als authigener Baryt wieder ausgeschieden werden (Abb. 45). Häufig bildet sich eine "Baryt-Front" aus (BRUMSACK & GIESKES 1983, BRUMSACK 1989, VON BREYMANN et al. 1990, 1992, TORRES et al. eingereicht). Um eine solche Bariumverteilung durch Diagenese in den Sedimentkernen zu identifizieren, wurden an zwei Stationen (PS2269 und PS2283) aus dem westlichen Untersuchungsgebiet Porenwässer an den Sedimenten der MUC-Rohre und den Sedimentkernen gewonnen und auf Barium und Sulfat analysiert (s. Kap. 3.4).

8.1 Ergebnisse zum Bariumgehalt im Porenwasser

In beiden Kernen (PS2269 und PS2283) ist Sulfat über den gesamten Tiefenbereich zwischen 20 mmol/kg und 30 mmol/kg vorhanden (Abb. 46). In Kern PS2269 schwankt das gelöste Barium im Porenwasser zwischen 250 nmol/kg und 350 nmol/kg. In den oberen 5 mm steigt die Bariumkonzentration vom Bodenwasserwert mit 221 nmol/kg um fast das Doppelte auf 403 nmol/kg an. In den obersten 5 cm und bei 443 cm wurden maximale Bariumkonzentrationen von 380 nmol/kg bis 400 nmol/kg analysiert. Die Bariumgehalte der Porenwässer des Kernes PS2283 bewegen sich zwischen 300 nmol/kg und 425 nmol/kg. Die Bariumkonzentration des Bodenwassers (130 nmol/kg) erhöht sich in den ersten 5 mm um das Vierfache (495 nmol/kg). In 916 cm Tiefe ist ein maximaler Bariumgehalt von 391 nmol/kg beobachtet worden. Die Daten sind dem Anhang Tab. XV zu entnehmen.

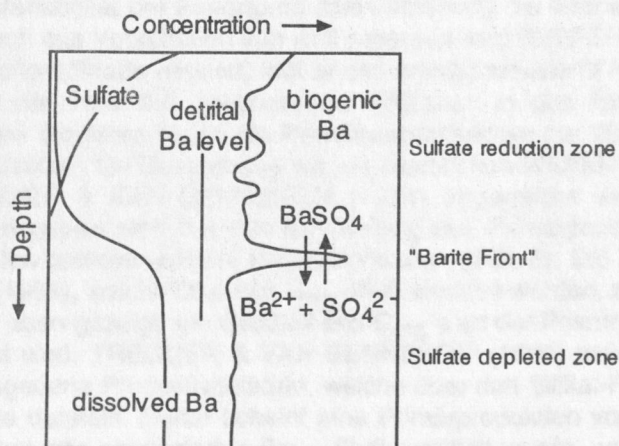


Abb. 45: Schematische Darstellung zur Entwicklung einer diagenetisch gebildeten Barytfront in anoxischen Sedimenten aus VON BREYMANN et al. (1992). Gelöstes Barium steigt innerhalb des an Sulfat abgereicherten Sedimentabschnittes auf und bildet mit Sulfat, welches diffusiv in die sulfatabereicherte Zone eindringt, authigenen Baryt.

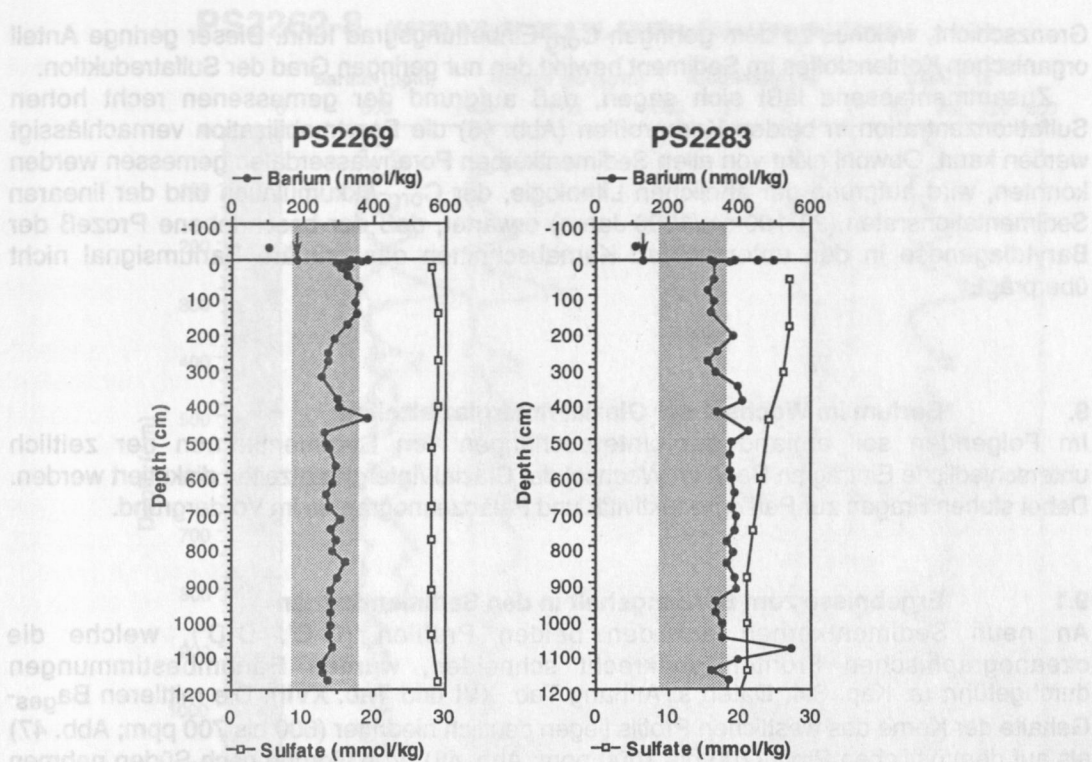


Abb. 46: Barium- und Sulfatgehalte in den Porenwässern der Sedimentkerne PS2269 und PS2283 im westlichen Südatlantik. Der Bariumgehalt des Bodenwassers (Pfeil) und der entsprechenden tiefsten CTD-Station ist ebenfalls eingezeichnet. Der Sättigungsbereich für Baryt ist nach CHURCH & WOLGEMUTH (1972) grau unterlegt.

8.2 Diagenetisch gebildeter Baryt

In Gebieten hoher Sedimentakkumulation und hohen Eintrages organischen Materials ins Sediment kann Sulfatreduktion schon sehr nahe an der Sedimentoberfläche stattfinden. Die durchschnittliche Sedimentationsrate im Kern PS2269-7 liegt zwischen 0,5 cm/1000 Jahre und 2 cm/1000 Jahre (GERSONDE 1993), so daß in diesem Bereich mit geringen Akkumulationsraten zu rechnen ist. Der Kern PS2283-7 besteht ausschließlich aus "diatomaceous oozes". Es wird vermutet, daß diese Sedimente ausschließlich holozänes Alter haben und die Sedimentationsraten bei ca. 100 cm/1000 Jahre liegen (GERSONDE 1993). Obwohl der Kern PS2283-7 wahrscheinlich aus einem Hochakkumulationsgebiet stammt, wurden über die gesamte Kernlänge (12,40 m) Sulfatgehalte von 20-30 mmol/kg im Porenwasser bestimmt, die auf oxische bis suboxische Bedingungen deuten. Auch der Kern PS2269-7 ist ausschließlich aus oxischen bis suboxischen Sedimenten aufgebaut, da Sulfat über die gesamte Kernlänge im Porenwasser vorhanden ist (28-29 mmol/kg). Die Bariumkonzentrationen bewegen sich in beiden Kernen im Sättigungsbereich von Baryt (Abb. 46), welcher nach CHURCH & WOLGEMUTH (1972) zwischen 175 nmol/kg und 358 nmol/kg ausgebildet ist. Wäre es in den Sedimenten zu einer Remobilisierung von Baryt gekommen, lägen die Bariumkonzentrationen im Porenwasser um mindestens eine Potenz höher (z.B. TORRES et al. eingereicht). Eine frühdiagenetische Überprägung des Bariumsignals ist daher nicht zu beobachten, obwohl die lineare Sedimentationsrate in Kern PS2283-7 sehr hoch ist und von einem hohen C_{org} -Eintrag aufgrund der hohen Diatomeenanteile ausgegangen werden muß. In vielen Fällen führt dieses zu einer relativ raschen Sulfatreduktion in den Sedimenten. Trotz dieser hohen Planktonproduktivität wird jedoch sehr wenig C_{org} (< 0,3 %) in den reinen Opalsedimenten eingebettet (pers. Mtg., KUHN). Die Sedimente haben eine hohe Porosität und vor allem eine sehr hohe Permeabilität, da abdichtende Tonminerale fehlen (pers. Mtg., BOHRMANN). Somit kommt es zu einer sehr effektiven Remobilisierung von C_{org} im Bereich der Sediment/Wasser-

Grenzschicht, welches zu dem geringen C_{org} -Einbettungsgrad führt. Dieser geringe Anteil organischen Kohlenstoffes im Sediment bewirkt den nur geringen Grad der Sulfatreduktion.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß aufgrund der gemessenen recht hohen Sulfatkonzentration in beiden Kernprofilen (Abb. 46) die Barytmobilisation vernachlässigt werden kann. Obwohl nicht von allen Sedimentkernen Porenwasserdaten gemessen werden konnten, wird aufgrund der ähnlichen Lithologie, der C_{org} -Akkumulation und der linearen Sedimentationsraten (23-100 cm/1000 Jahre) erwartet, daß der beschriebene Prozeß der Barytdiagenese in den untersuchten Kernabschnitten das primäre Bariumsignal nicht überprägt.

9. Barium im Wechsel der Glazial-/Interglazialzeiten

Im Folgenden soll anhand der Untersuchungen von Sedimentkernen der zeitlich unterschiedliche Eintrag an Baryt im Wechsel der Glazial-/Interglazialzeiten diskutiert werden. Dabei stehen Fragen zur Paläoproduktivität und Paläozeanographie im Vordergrund.

9.1 Ergebnisse zum Bariumgehalt in den Sedimentkernen

An neun Sedimentkernen auf den beiden Profilen (C-C', D-D'), welche die ozeanographischen Fronten senkrecht schneiden, wurden Bariumbestimmungen durchgeführt (s. Kap. 3.4; Daten s. Anhang Tab. XVI und Tab. XVII). Die mittleren B_{ages} -Gehalte der Kerne des westlichen Profils liegen deutlich niedriger (600 bis 700 ppm; Abb. 47) als auf dem östlichen Profil (700 bis 1000 ppm; Abb. 48). Von Norden nach Süden nehmen die mittleren B_{terr} -Gehalte auf beiden Profilen von maximal 400 ppm bis auf mindestens 100 ppm ab. Aufgrund der relativ konstanten B_{terr} -Gehalte in den Sedimentkernen, die mittels eines detritischen Korrekturfaktors von 0,0067 ermittelt wurden (s. Kap. 5), spiegeln sich die höheren Werte des östlichen Profils auch in den B_{bio} -Gehalten wider.

Westliches Profil (C-C')

Im Kern **PS2262-8**, der aus der Polarfrontzone stammt, schwanken die B_{ages} -Gehalte um einen Mittelwert von 600 ppm mit einem Maximalwert von 949 ppm in 290 cm Kerntiefe (Abb. 47). Die B_{terr} -Gehalte liegen über den gesamten Kern konstant bei 400 ppm. Daraus ergibt sich für die B_{bio} -Gehalte ein Mittelwert von 200 ppm. Ein maximaler B_{bio} -Gehalt von 524 ppm findet sich in 290 cm Kerntiefe. Die Aluminiumgehalte bewegen sich ohne große Schwankungen um 7 %. Die Ba/Al-Verhältnisse schwanken um einen mittleren Wert von 100×10^{-4} . Auch hier liegt das Maximum in 290 cm Kerntiefe mit 150×10^{-4} .

Die B_{ages} -Gehalte des Kernes **PS2269-7**, der in der nördlichen Antarktischen Zone gewonnen wurde, schwanken um ein Mittel von 700 ppm (Abb. 47). Maximale B_{ages} -Gehalte von 1000 ppm bis 1100 ppm lassen sich keiner spezifischen lithologischen Einheit zuordnen. Die B_{terr} -Gehalte schwanken ebenfalls stark mit Minimalgehalten von 160 ppm und Maximalwerten von 498 ppm. Die B_{bio} -Gehalte schwanken um ein Mittel von 350 ppm. Die Maximalgehalte von über 700 ppm liegen in 300-320 cm, 460 cm, 560 cm und 660 cm Kerntiefe. Minimale B_{bio} -Gehalte von unter 70 ppm wurden in 200 cm und 800 cm Kerntiefe beobachtet. Die Aluminiumgehalte schwanken um einen Mittelwert von 4 % mit einer großen Schwankungsbreite von 2-7 %. Die Ba/Al-Verhältnisse schwanken um einen mittleren Wert von 170×10^{-4} . Maximale Verhältnisse von über 300×10^{-4} finden sich in 440 cm und 750 cm Kerntiefe.

Im Kern **PS2276-4** aus der südlichen Antarktischen Zone schwanken die B_{ages} -Gehalte um einen Mittelwert von 600 ppm mit einem ausgeprägten Maximum bei 1020 cm Kerntiefe von 1393 ppm (Abb. 47). Die B_{terr} -Gehalte sind über den gesamten Kern keinen großen Schwankungen unterlegen und liegen im Mittel bei 200 ppm. Die B_{bio} -Gehalte schwanken um einen Mittelwert von 400 ppm. Ein ausgeprägtes Maximum von 1143 ppm ist in 1020 cm Kerntiefe zu finden. Die Aluminiumgehalte bewegen sich um einen Mittelwert von 3 %, mit einem Minimum in 90-100 cm Kerntiefe von 1,29 %. Die Ba/Al-Verhältnisse liegen im Mittel um einen Wert von 200×10^{-4} . Zwei Maxima von $400-460 \times 10^{-4}$ sind in 90-100 cm und 1020 cm Kerntiefe ausgebildet.

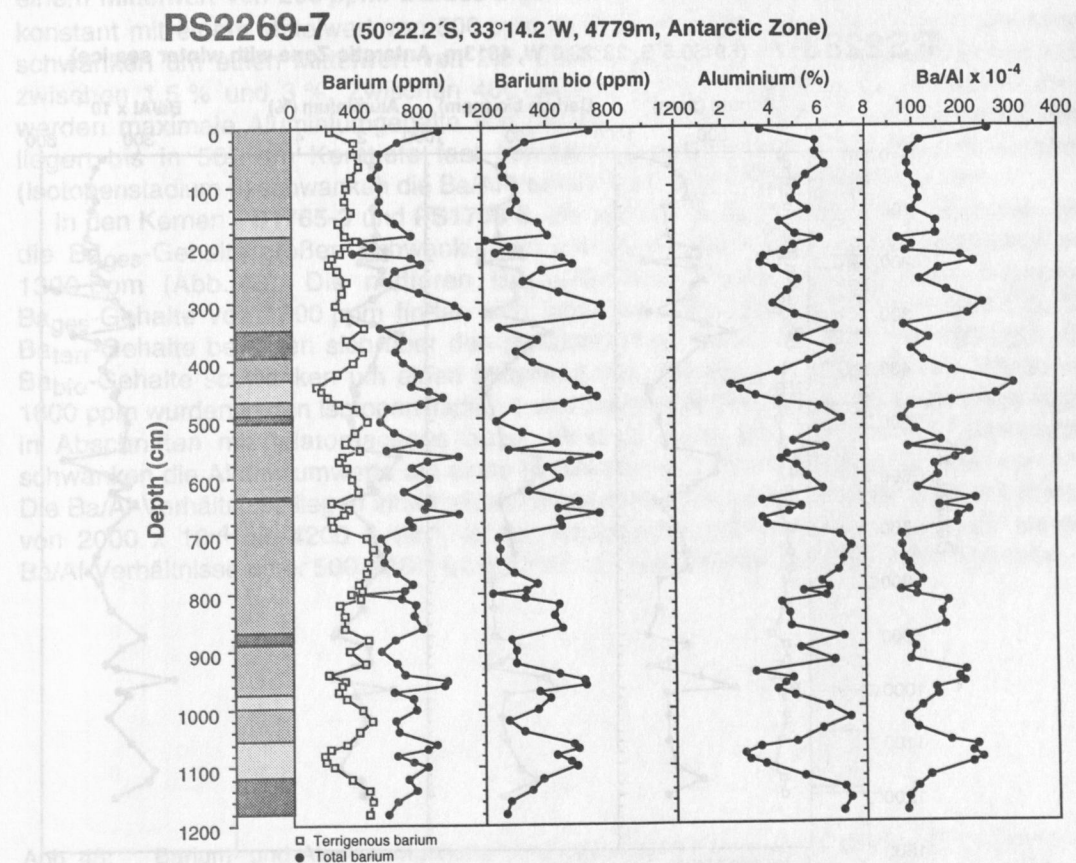
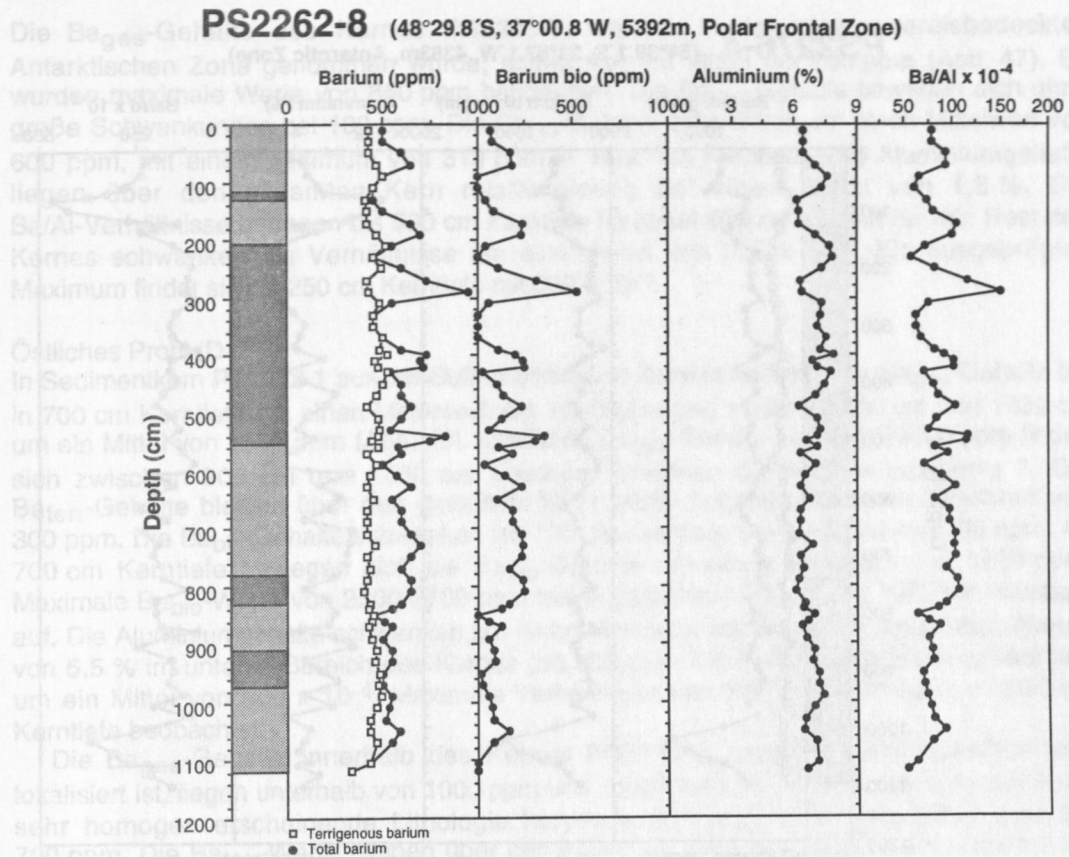
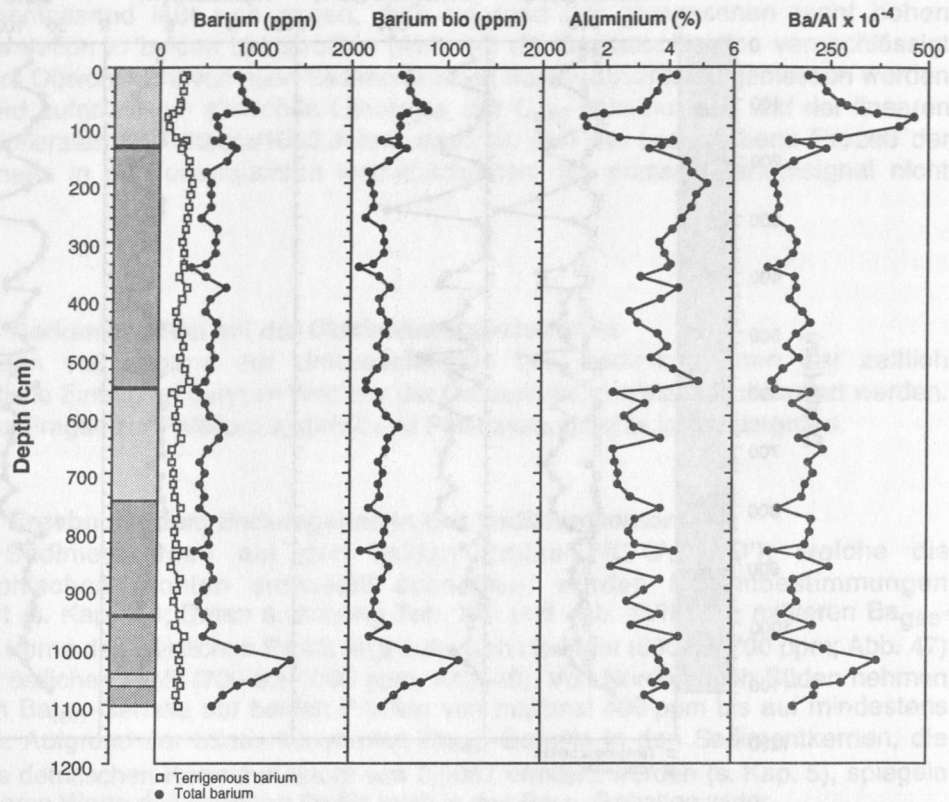


Abb. 47: Barium- und Aluminiumgehalte sowie das Ba/Al-Verhältnis in den Sedimentkernen des westlichen Profils. Legende der Lithologie siehe Abb. 48.

PS2276-4 (54°38.1'S, 23°57.1'W, 4383m, Antarctic Zone)



PS2283-7 (59°50.5'S, 23°23.0'W, 4813m, Antarctic Zone with winter sea ice)

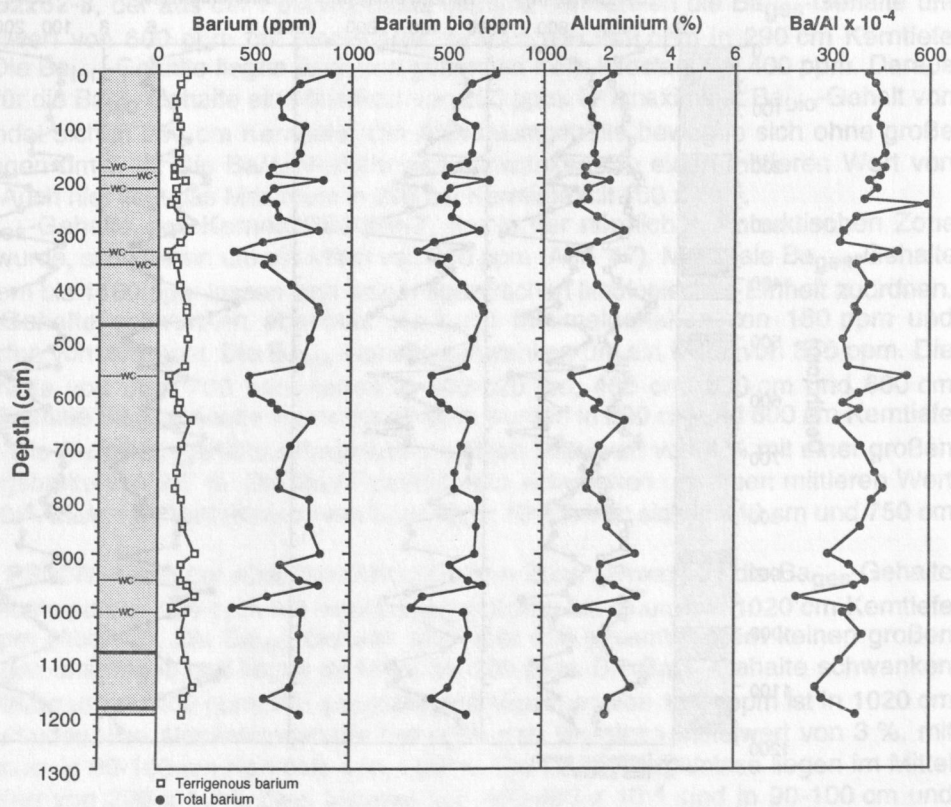


Abb. 47: Fortsetzung

Die B_{ges} -Gehalte des Kernes **PS2283-7**, welcher in der wintermeereisbedeckten Antarktischen Zone genommen wurde, schwanken im Mittel um 700 ppm (Abb. 47). Es wurden maximale Werte von 850 ppm beobachtet. Die B_{terr} -Gehalte bewegen sich ohne große Schwankungen bei 100 ppm. Die B_{bio} -Gehalte schwanken um einen Mittelwert von 600 ppm, mit einem Minimum von 319 ppm in 1000 cm Kerntiefe. Die Aluminiumgehalte liegen über den gesamten Kern relativ niedrig bei einem Mittel von 1,8 %. Die Ba/Al-Verhältnisse betragen bis 900 cm Kerntiefe im Mittel 400×10^{-4} , und für den Rest des Kernes schwanken die Verhältnisse um einen Wert von 300×10^{-4} . Ein ausgeprägtes Maximum findet sich in 250 cm Kerntiefe mit 600×10^{-4} .

Östliches Profil (D-D')

In Sedimentkern **PS2082-1** aus der Subantarktischen Zone schwanken die B_{ges} -Gehalte bis in 700 cm Kerntiefe um einen Mittelwert von 1000 ppm und zwischen 700 cm und 1389 cm um ein Mittel von 1500 ppm (Abb. 48). Maximale B_{ges} -Gehalte von 2500-3000 ppm finden sich zwischen 900 cm und 1000 cm Kerntiefe innerhalb des Isotopenstadiums 7. Die B_{terr} -Gehalte bleiben über den gesamten Kern relativ konstant um einen Mittelwert von 300 ppm. Die B_{bio} -Gehalte schwanken bis 700 cm Kerntiefe um ein Mittel von 700 ppm. Ab 700 cm Kerntiefe bewegen sich die B_{bio} -Gehalte um einen Mittelwert von 1200 ppm. Maximale B_{bio} -Werte von 2200-2700 ppm treten zwischen 900 cm und 1000 cm Kerntiefe auf. Die Aluminiumgehalte schwanken um einen Mittelwert von 3,5 % mit maximalen Werten von 5,5 % im unteren Bereich des Kernes (ab 900 cm). Die Ba/Al-Verhältnisse schwanken um ein Mittel von 300×10^{-4} . Maximale Verhältnisse von 600×10^{-4} wurden in 1000 cm Kerntiefe beobachtet.

Die B_{ges} -Gehalte innerhalb des Kernes **PS1756-5**, welcher in der Polarfrontzone lokalisiert ist, liegen unterhalb von 1000 ppm und schwanken kaum (Abb. 48), was durch die sehr homogen erscheinende Lithologie hervorgerufen sein kann. Das Mittel liegt bei 700 ppm. Die B_{terr} -Werte bleiben über den gesamten Kern ebenfalls relativ konstant mit einem Mittelwert von 200 ppm. Daraus ergibt sich, daß die B_{bio} -Gehalte ebenfalls relativ konstant mit einem Mittelwert von 500 ppm im Kern vertreten sind. Die Aluminiumgehalte schwanken um einen Mittelwert von 2,5 % mit einer sehr geringen Schwankungsbreite zwischen 1,5 % und 3 %. Zwischen 400 cm und 540 cm Kerntiefe (Isotopenstadium 4) werden maximale Aluminiumgehalte von bis zu 5 % beobachtet. Die Ba/Al-Verhältnisse liegen bis in 560 cm Kerntiefe fast konstant bei 300×10^{-4} . Ab 560 cm Kerntiefe (Isotopenstadium 5) schwanken die Ba/Al-Verhältnisse um ein Mittel von 400×10^{-4} .

In den Kernen **PS1765-3** und **PS1768-8**, die aus der Antarktischen Zone stammen, sind die B_{ges} -Gehalte großen Schwankungen unterlegen mit einer Schwankungsbreite von 1300 ppm (Abb. 48). Die mittleren B_{ges} -Gehalte liegen bei 900 ppm. Maximale B_{ges} -Gehalte von 1800 ppm finden sich innerhalb der Isotopenstadien 1 und 5.5. Die B_{terr} -Gehalte bewegen sich über den gesamten Kern relativ konstant um 200 ppm. Die B_{bio} -Gehalte schwanken um einen Mittelwert von 700 ppm. Maximale B_{bio} -Werte von 1600 ppm wurden in den Isotopenstadien 1 und 5.5 beobachtet. Die Aluminiumgehalte liegen in Abschnitten mit "diatomaceous ooze" unter 2 %. In den übrigen Kernabschnitten schwanken die Aluminiumwerte um einen Mittelwert von 3 % mit Maximalgehalten von 5 %. Die Ba/Al-Verhältnisse liegen innerhalb der Isotopenstadien 1 und 5.5 recht hoch mit Werten von 2000×10^{-4} bis 4200×10^{-4} . In den Abschnitten mit "diatomaceous mud" werden Ba/Al-Verhältnisse unter 500×10^{-4} beobachtet, die kaum Schwankungen unterlegen sind.



Abb. 48: Barium- und Aluminiumgehalte sowie das Ba/Al-Verhältnis in den Sedimentkernen des östlichen Profils. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten). Nomenklatur der Lithologien siehe GERSONDE (1993).

Nächste Seite

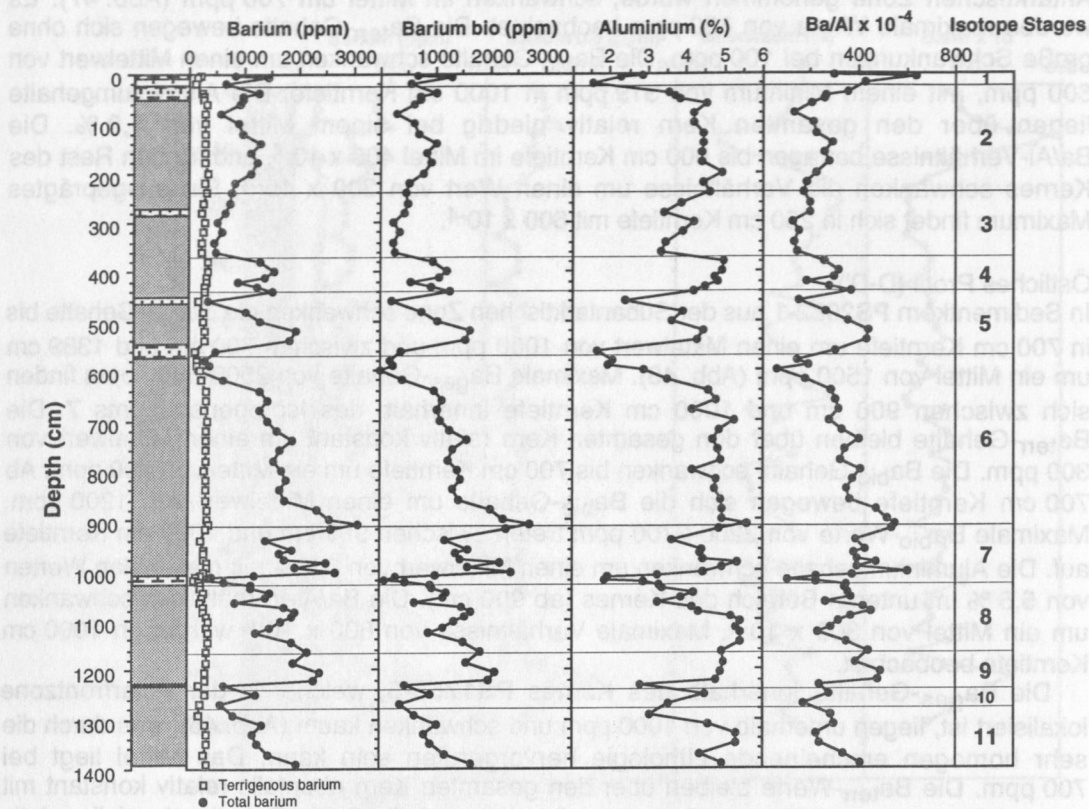
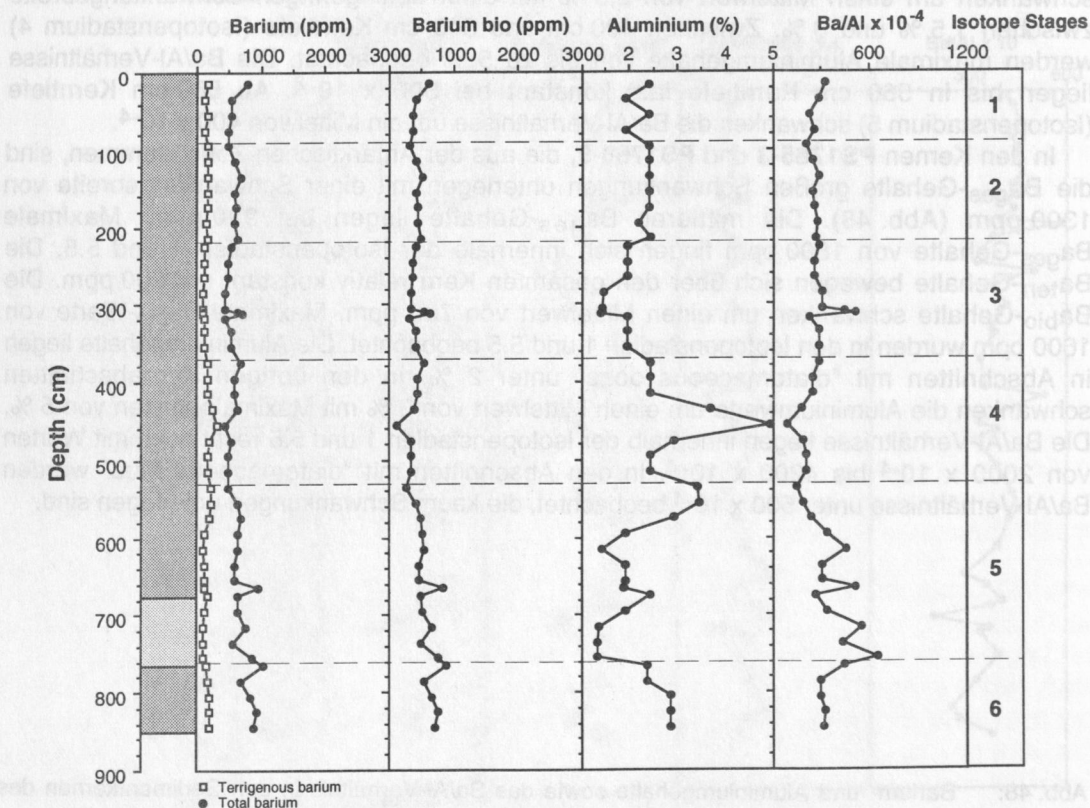
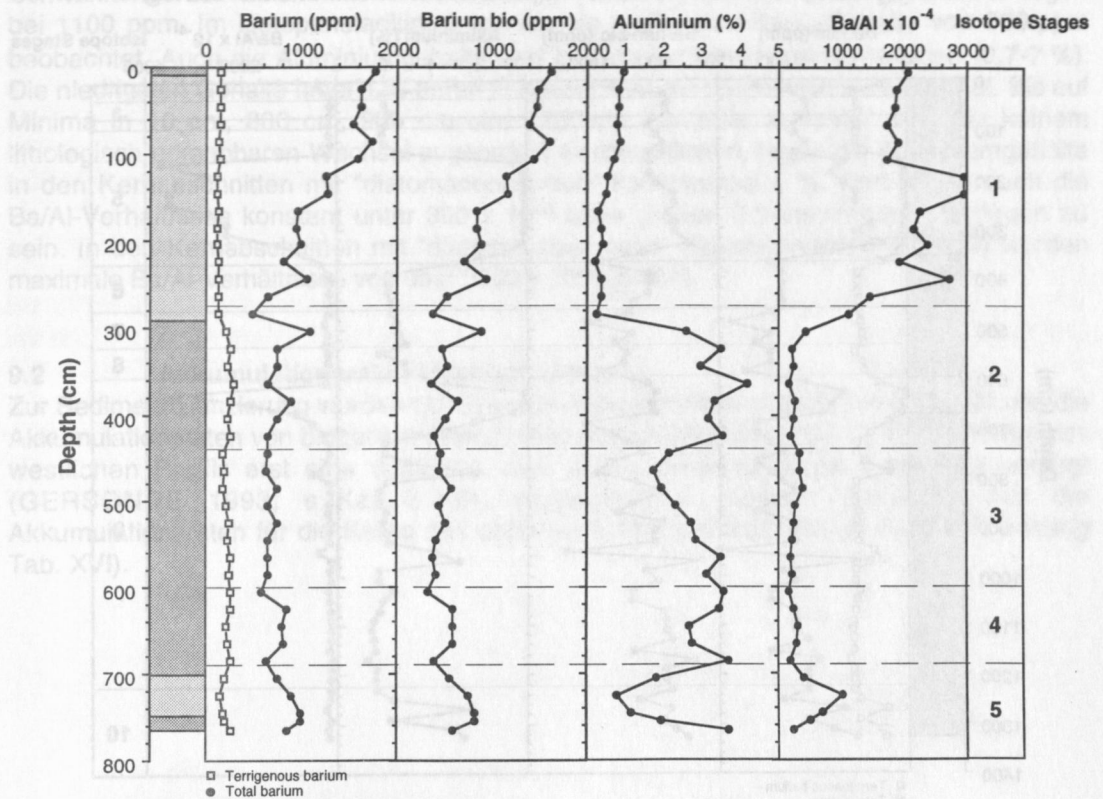
PS2082-1 (43°13.2'S, 11°44.3'E, 4600m, Subantarctic Zone)**PS1756-5** (48°53.9'S, 6°42.8'E, 3787m, Polar Frontal Zone)

Abb. 48

PS1765-3

(51°49.8'S, 4°48.3'E, 3726 m, Antarctic Zone)

**PS1768-8**

(52°35.6'S, 4°28.5'E, 3270m, Antarctic Zone)

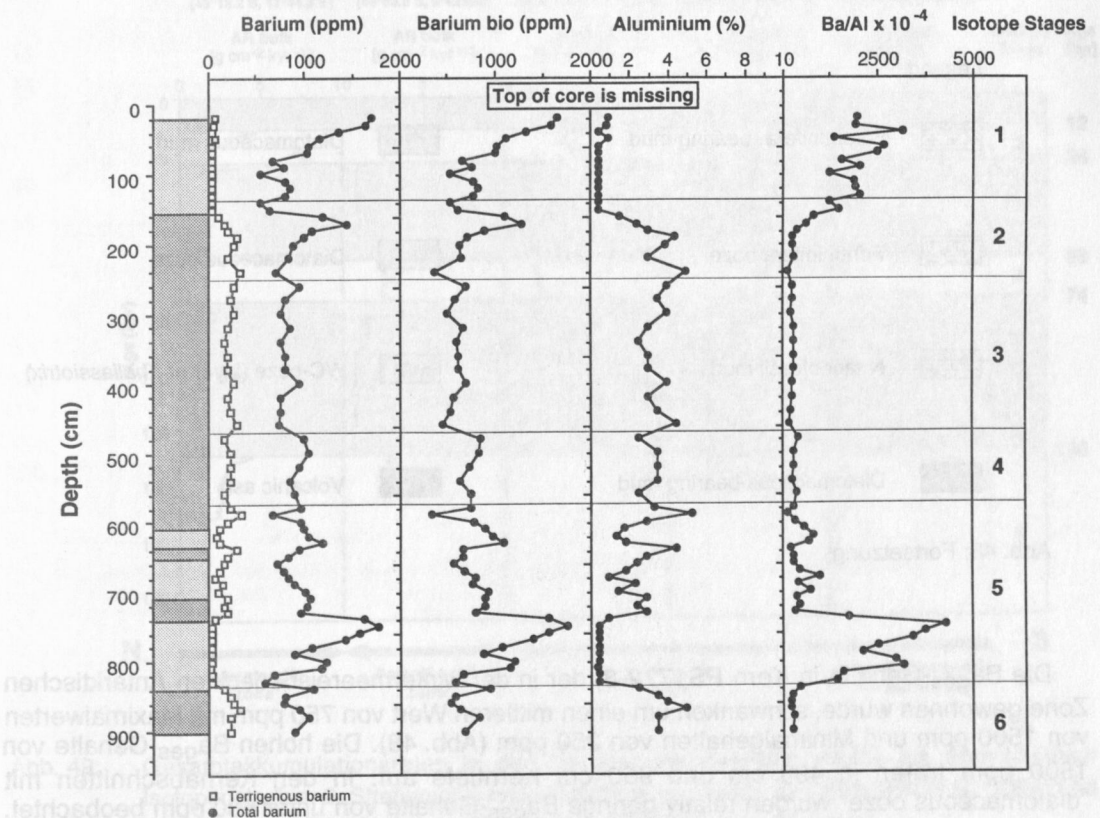
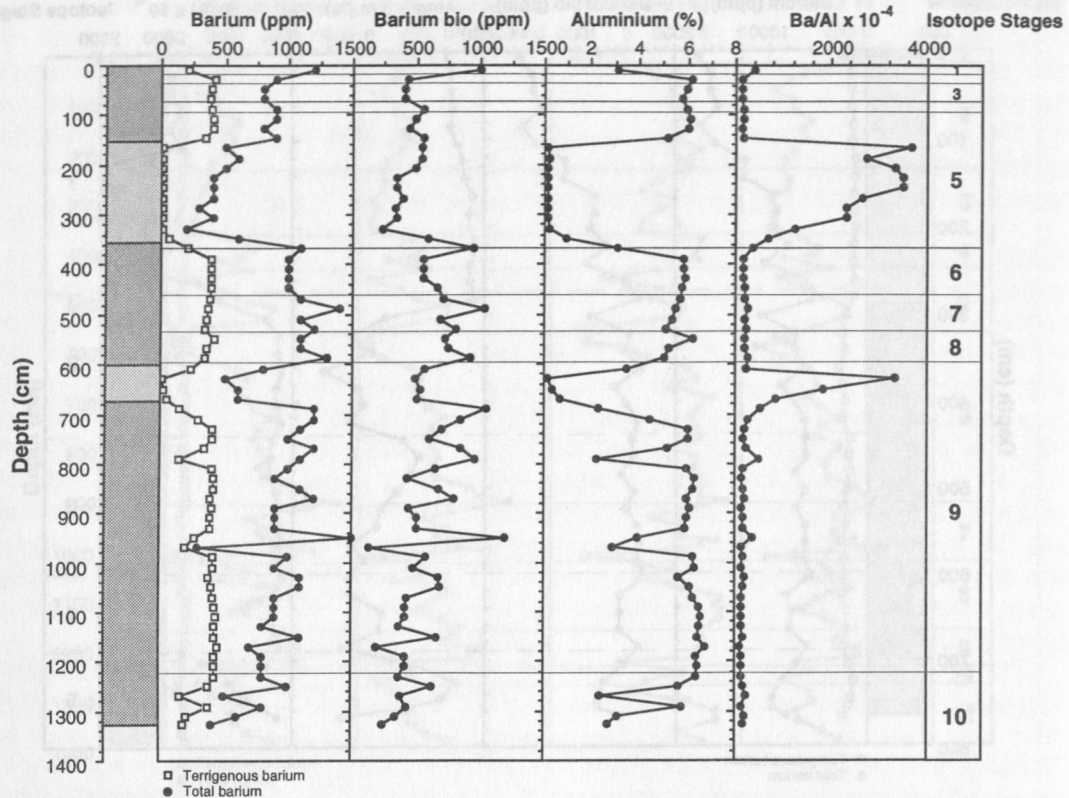


Abb. 48: Fortsetzung

PS1772-8

(55°27.5'S, 1°9.8'E, 4135m, Antarctic Zone with winter sea ice)

**Legend**









	Foraminifera-bearing mud		Diatomaceous mud
	Foraminifera ooze		Diatomaceous ooze
	Nannofossil mud		WC-ooze (layer of <i>Thalassiotrix</i>)
	Diatomaceous-bearing mud		Volcanic ash

Abb. 48: Fortsetzung

Die Ba_{ges} -Gehalte in Kern **PS1772-8**, der in der wintermeereisbedeckten Antarktischen Zone gewonnen wurde, schwanken um einen mittleren Wert von 750 ppm mit Maximalwerten von 1500 ppm und Minimalgehalten von 250 ppm (Abb. 48). Die hohen Ba_{ges} -Gehalte von 1500 ppm treten in 490 cm und 950 cm Kerntiefe auf. In den Kernabschnitten mit "diatomaceous ooze" wurden relativ geringe Ba_{ges} -Gehalte von unter 600 ppm beobachtet. In diesen Kernabschnitten liegen die Ba_{terr} -Gehalte bei 100 ppm und in den terrigenen Kernabschnitten bei 400 ppm. Sie schwanken im Gegensatz zu den übrigen Kernen des

Profils stark um einen Mittelwert von 150 ppm. Die Ba_{bio} -Gehalte sind ebenfalls großen Schwankungen um einen Mittelwert von 600 ppm unterlegen. Maximale Ba_{bio} -Gehalte liegen bei 1100 ppm. Im Isotopenstadium 5 wurden die niedrigsten Ba_{bio} -Gehalte von 300 ppm beobachtet. Auch die Aluminiumgehalte sind großen Schwankungen unterlegen (0,7-7 %). Die niedrigsten Gehalte unter 1 % treten in Abschnitten mit "diatomaceous ooze" auf. Bis auf Minima in 10 cm, 800 cm, 960 cm und 1260 cm Kerntiefe auf unter 4 %, die keinem lithologisch erkennbaren Wechsel zugeordnet werden können, liegen die Aluminiumgehalte in den Kernabschnitten mit "diatomaceous mud" konstant bei 6 %. Dort liegen auch die Ba/Al-Verhältnisse konstant unter 300×10^{-4} ohne großen Schwankungen unterlegen zu sein. In den Kernabschnitten mit "diatomaceous ooze" (Isotopenstadien 5 und 9) werden maximale Ba/Al-Verhältnisse von über 2000×10^{-4} erreicht.

9.2 Akkumulationsraten biogenen Bariums

Zur Sedimentbilanzierung wurden die Gesamtakkumulationsraten bestimmt (Abb. 49) und die Akkumulationsraten von biogenem Barium daraus abgeleitet (Abb. 50). Da für die Kerne des westlichen Profils erst eine vorläufige sehr grobe stratigraphische Einstufung vorliegt (GERSONDE 1993; s. Kap. 3.4.2), konnten zum jetzigen Zeitpunkt nur die Akkumulationsraten für die Kerne des östlichen Profils ermittelt werden (Daten s. Anhang Tab. XVI).

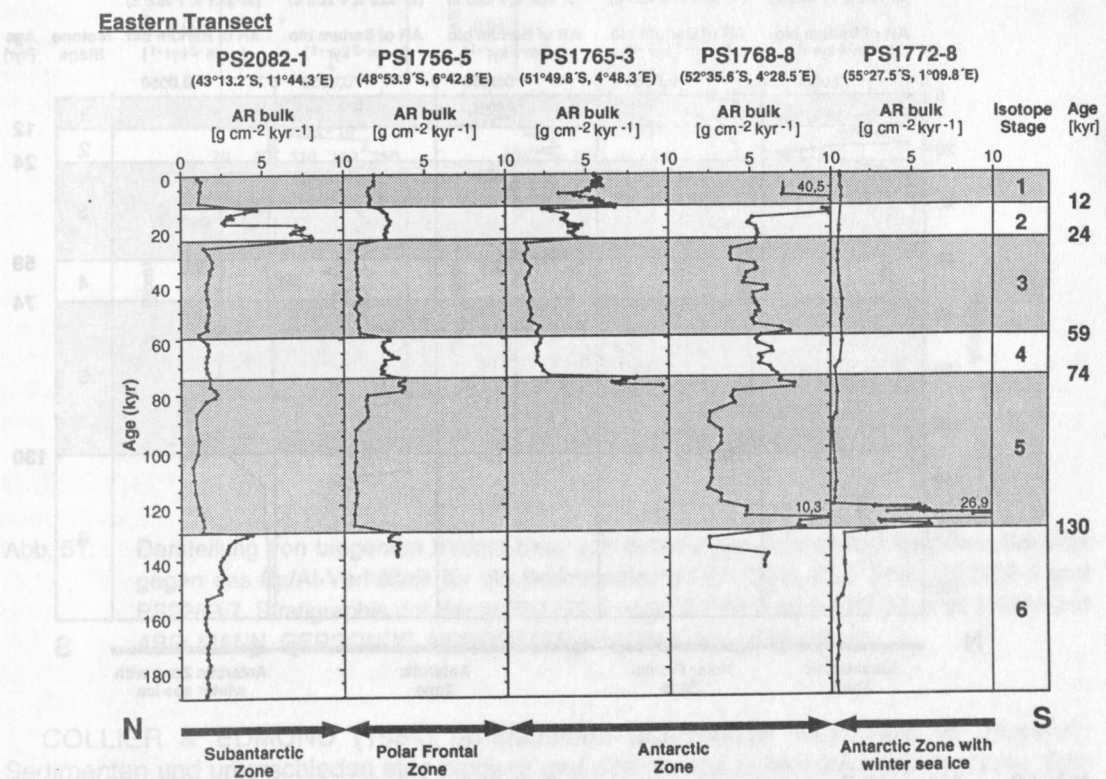


Abb. 49: Gesamtakkumulationsraten in den Kernen des östlichen Profils bis einschließlich Isotopenstadium 6. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).

Die Gesamtakkumulationsraten schwanken in den Kernen PS1765-3, PS1768-8, PS1772-8 der Antarktischen Zone zwischen $1 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ und $10 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ mit Maximalwerten im Isotopenstadium 1 des Kernes PS1768-8 von bis zu $40 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ ($\text{ka} = 1000 \text{ Jahre}$; Abb. 49). Sie sind in den Interglazialzeiten gegenüber den Glazialzeiten erhöht. In den Kernen PS1756-5 und PS2082-1 nördlich der Polarfront kommt es dagegen in den Glazialzeiten zu einer höheren Akkumulation als während der Interglazialzeiten. Die Gesamtakkumulationsraten liegen deutlich niedriger als in den Kernen südlich der Polarfront und schwanken zwischen $1 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ und $4 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ mit Maximalwerten in Isotopenstadium 2 von bis zu $8 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ (PS2082-1).

Die Akkumulationsraten biogenen Bariums schwanken in allen 5 Kernen zwischen $0,0001 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ und $0,03 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ (Abb. 50). In den Kernen aus der eisfreien Antarktischen Zone wurden die höchsten Akkumulationsraten biogenen Bariums ($0,003 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ bis $0,03 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$) während den Isotopenstadien 1 und 5 beobachtet. Im Kern PS1772-8 aus der wintermeereisbedeckten Antarktischen Zone wurden während des Isotopenstadiums 5 das meiste biogene Barium (bis zu $0,005 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$) akkumuliert. Dagegen sind nördlich der Polarfront innerhalb der Polarfrontzone (PS1756-5) und der Subantarktischen Zone (PS2082-1) während der Glazialzeiten die höchsten Akkumulationsraten von biogenem Barium (bis zu $0,003 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$) zu verzeichnen. Die Maximalwerte liegen aber deutlich unterhalb der interglazialen Akkumulationsraten, die südlich der Polarfront beobachtet worden sind.

Eastern Transect

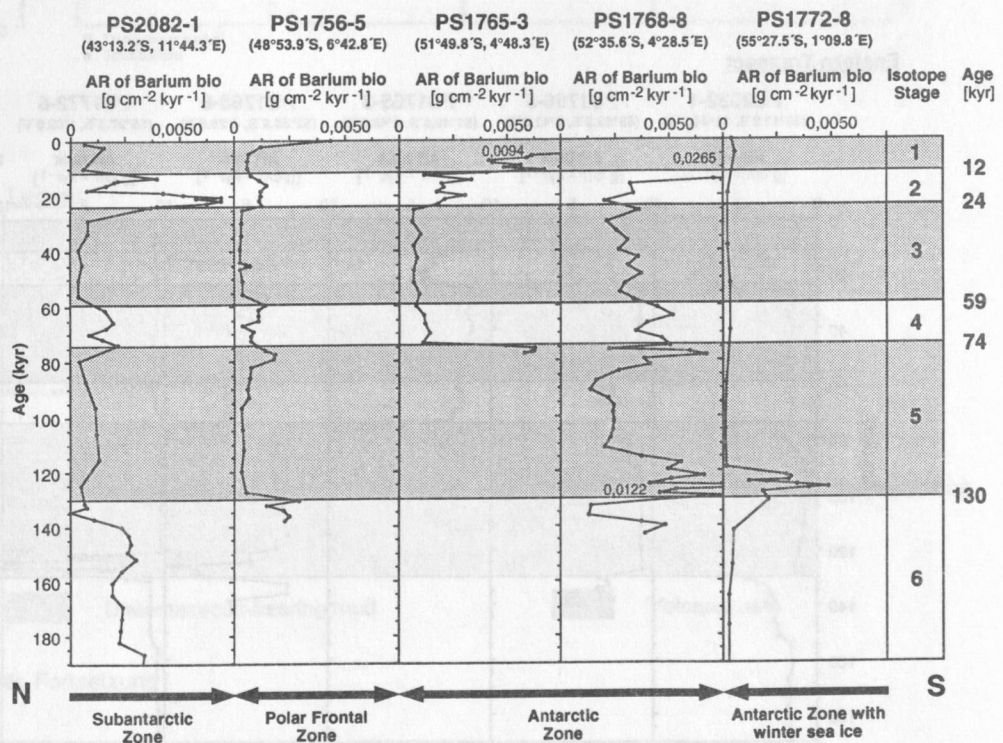


Abb. 50: Akkumulationsraten von biogenem Barium in den Kernen des östlichen Profils bis einschließlich Isotopenstadium 6. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).

9.3 Vergleich der Akkumulationsraten von biogenem Barium mit dem Ba/Al-Verhältnis

Hohe Ba/Al-Verhältnisse im Sediment sprechen nach CALVERT (1976), SHIMMIELD et al. (1991) und VON BREYMANN et al. (1992) für erhöhte Produktivität im Oberflächenwasser. Ebenfalls kann biogenes Barium, welches auf den Aluminiumgehalt im Sediment normiert wurde (s. Kap. 5), als Produktivitätsanzeiger verwendet werden (s. Kap. 7.4.2). Bei beiden Verfahren wird vorausgesetzt, daß das gesamte Aluminium in den Sedimenten terrigener Herkunft ist. Beim Vergleich der Gehalte von biogenem Barium mit dem Ba/Al-Verhältnis (Abb. 47, Abb. 48) wurden Unterschiede im Kurvenverlauf deutlich. Daher wurde das Ba/Al-Verhältnis in den Sedimentkernen den Akkumulationsraten von biogenem Barium bzw. dem biogenen Barium gegenübergestellt (Abb. 51). In Sedimenten mit hohem terrigenen Eintrag korreliert das Ba/Al-Verhältnis mit den Akkumulationsraten von biogenem Barium gut. Dagegen ist keine Übereinstimmung beider Parameter in Sedimentabschnitten mit Aluminiumgehalten $< 2\%$ zu verzeichnen (Abb. 51).

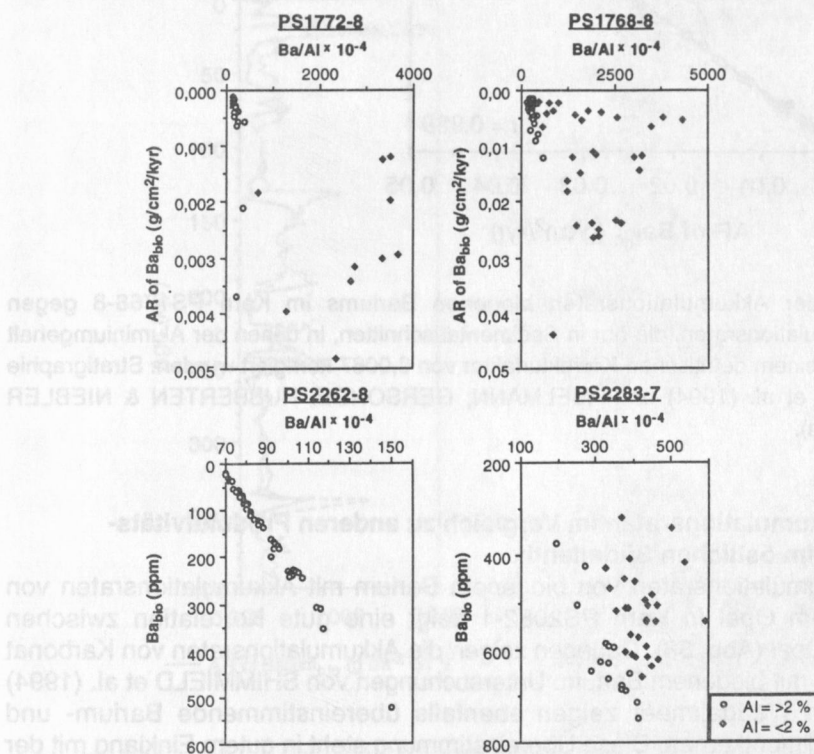


Abb. 51: Darstellung von biogenem Barium bzw. von den Akkumulationsraten biogenen Bariums gegen das Ba/Al-Verhältnis für die Sedimentkerne PS1772-8, PS1768-8, PS2262-8 und PS2283-7. Stratigraphie der Kerne PS1772-8 und PS1768-8 nach FRANK et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).

COLLIER & EDMOND (1984) untersuchten partikuläres Aluminium in biogenen Sedimenten und unterschieden eine biogene und eine terrigene Aluminiumkomponente. Das gelöste Aluminium lagert sich innerhalb der Wassersäule adsorptiv an herabsinkende biogene Partikel an (MORAN & MOORE 1992, MURRAY et al. 1993). MURRAY et al. (1993) interpretieren Aluminiumgehalte $< 2\%$ in rein biogenen Sedimenten als an biogene Partikel gebundenes Aluminium und nicht als terrigenes Aluminium. Die Gesamtbariumgehalte in rein biogenen Sedimenten mit Aluminiumgehalten $< 2\%$ müssen daher als rein biogenes Signal interpretiert werden. In den Sedimentabschnitten mit Aluminiumgehalten $< 2\%$ sollte jedoch

davon abgesehen werden, das Ba/Al-Verhältnis anzuwenden, da der Aluminiumgehalt wahrscheinlich kein reines terrigenes Signal ist und somit eine Normierung nicht sinnvoll erscheint. Um Aussagen zur Produktivität bzw. Paläoproduktivität im südlichen Südatlantik treffen zu können, sollten daher die Bariumakkumulationsraten betrachtet werden. Dabei scheint nur in Sedimentabschnitten mit einem Aluminiumgehalt $> 2\%$ eine Korrektur hinsichtlich des terrigenen Bariumeintrages erforderlich. Trotzdem wurden auch die Proben, welche Aluminiumgehalte $< 2\%$ enthalten, mit einem detritischen Korrekturfaktor von 0,0067 korrigiert (s. Kap. 5), da sich diese Korrektur nicht wesentlich auf das Bariumsignal auswirkte (Abb. 52).

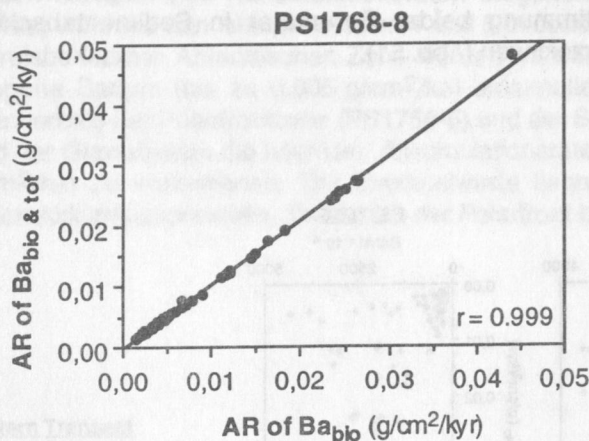


Abb. 52: Darstellung der Akkumulationsraten biogenen Bariums im Kern PS1768-8 gegen Bariumakkumulationsraten, die nur in Sedimentabschnitten, in denen der Aluminiumgehalt $> 2\%$ ist, mit einem detritischen Korrekturfaktor von 0,0067 korrigiert wurden. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).

9.4 Bariumakkumulationsraten im Vergleich zu anderen Produktivitätsanzeigern im östlichen Südatlantik

Ein Vergleich der Akkumulationsraten von biogenem Barium mit Akkumulationsraten von Karbonat und biogenem Opal in Kern PS2082-1 zeigt eine gute Korrelation zwischen biogenem Barium und Opal (Abb. 53). Dagegen zeigen die Akkumulationsraten von Karbonat keine Übereinstimmung mit biogenem Barium. Untersuchungen von SHIMMIELD et al. (1994) im Scotiameer und im Weddellmeer zeigen ebenfalls übereinstimmende Barium- und Opalkurven in ihren Sedimentkernen. Diese Übereinstimmung steht in gutem Einklang mit der Barytbildung in Diatomeenaggregaten innerhalb der Wassersäule. CHOW & GOLDBERG (1960), DEHAIRS et al. (1980) und BISHOP (1988) fanden Barytpartikel in spezifischen "microenvironments", die sich in Bioaggregaten (z.B. Kotballen) gebildet haben. Neben organischer Substanz enthalten sie vor allem auch silikatische Skelettreste. DEHAIRS et al. (1991) und STROOBANTS et al. (1991) bestimmten entlang eines Profils im Scotiameer partikuläres Barium in der Wassersäule. Sie beobachteten eine deutliche Abnahme der Barytpartikel südlich der Scotiafront, wo sich das Plankton hauptsächlich aus Flagellaten und weniger aus Diatomeen zusammensetzt, und postulieren daher eine bevorzugte Barytbildung innerhalb von Diatomeenaggregaten.

In allen untersuchten Sedimentkernen des östlichen Profils ist eine Übereinstimmung der Akkumulationsraten von biogenem Barium mit den Opalakkumulationsraten zu erkennen (Abb. 50, Abb. 54). Innerhalb der Antarktischen Zone sind die Akkumulationsraten biogenen Bariums und Opals während der Warmstadien erhöht mit Maximalwerten im holozänen Klimaoptimum vor 9.000-10.000 Jahren und im Klimaoptimum vor ca. 125.000 Jahren. Nur in der wintermeereisbedeckten Antarktischen Zone wird im Isotopenstadium 1 sehr wenig biogenes Barium und Opal akkumuliert. Nördlich der Polarfront sind sowohl die

Bariumakkumulationsraten als auch die Opalakkumulationsraten während der Interglazialzeiten deutlich geringer mit Raten, wie sie während des Isotopenstadiums 1 in der wintermeereisbedeckten Zone beobachtet werden. In den Glazialzeiten wird innerhalb der Antarktischen Zone weniger Barium und Opal akkumuliert. Dagegen steigen die Akkumulationsraten beider Komponenten nördlich der Polarfront deutlich an und erreichen Raten, die sich in der Größenordnung bewegen, wie sie in den Warmstadien 5.4 bis 5.2 innerhalb der Antarktischen Zone beobachtet worden sind. Erhöhte Opalakkumulationen nördlich der Polarfront und geringe Raten südlich davon während der Glazialzeiten beschreiben auch CHARLES et al. (1991) und MORTLOCK et al. (1991) für den Atlantik und Indik.

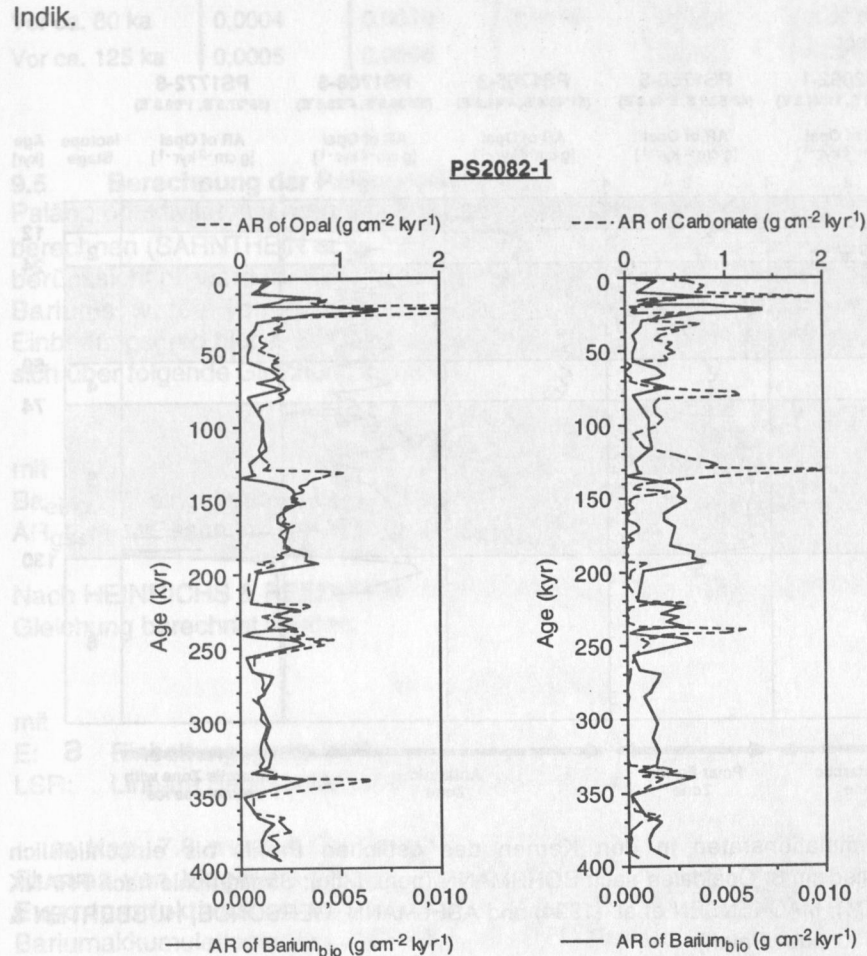


Abb. 53: Darstellung der Akkumulationsraten von biogenem Barium gegen Opal- bzw. Karbonatakkumulationsraten im Sedimentkern PS2082-1. Opalraten nach BOHRMANN (pers. Mtg.); Karbonatdaten nach KUHN (pers. Mtg.); Stratigraphie nach MACKENSEN et al. (1994).

Die Produktivität ist eng an die Lage des Antarktischen Zirkumpolarstromes bzw. seiner Fronten gekoppelt (s. Kap. 7.7). Während des Glazials verbreitete sich das Meereis Richtung Norden bis ca. 51°S , was zu einer reduzierten Diatomeenproduktivität innerhalb der Antarktischen Zone führte (MORTLOCK et al. 1991, GERSONDE & PÄTZOLD 1992). Die während des Glazials erhöhten Opalakkumulationen nördlich der Polarfront können auf eine Ausdehnung der Hochproduktionszone zurückgeführt werden (MORTLOCK et al. 1991). Nach CHARLES et al. (1991) wird das gelöste Silikat im Oberflächenwasser innerhalb der Antarktischen Zone aufgrund der Meereisbedeckung nicht verbraucht und steht somit auch nördlich der Polarfront zur Verfügung. Die Autoren gehen von einer nordwärts gerichteten Verschiebung der Silikatfront aus, an der die Gehalte gelösten Silikates im

Oberflächenwasser abrupt abnehmen. Die Polarfront, deren geographische Position rezent in etwa mit der Lage der Silikatfront übereinstimmt, soll sich dagegen nach CHARLES et al. (1991) nicht verschieben. GERSONDE & PÄTZOLD (1992) und MÜLLER (1992) sprechen sich gegen eine einfache Verschiebung der Hochproduktionszone während des Glazials aus, da die nördlich der Polarfront beobachteten Akkumulationsraten zeigen, daß die Produktivität nicht mit den warmzeitlichen Raten innerhalb der Antarktischen Zone zu vergleichen ist. Somit kommt es nach den Autoren auch nicht zu einer Verlagerung der Polarfront, da die Hochproduktionszone im Norden an die Polarfront und im Süden an die mittlere Wintermeereisgrenze gekoppelt ist.

Eastern Transect

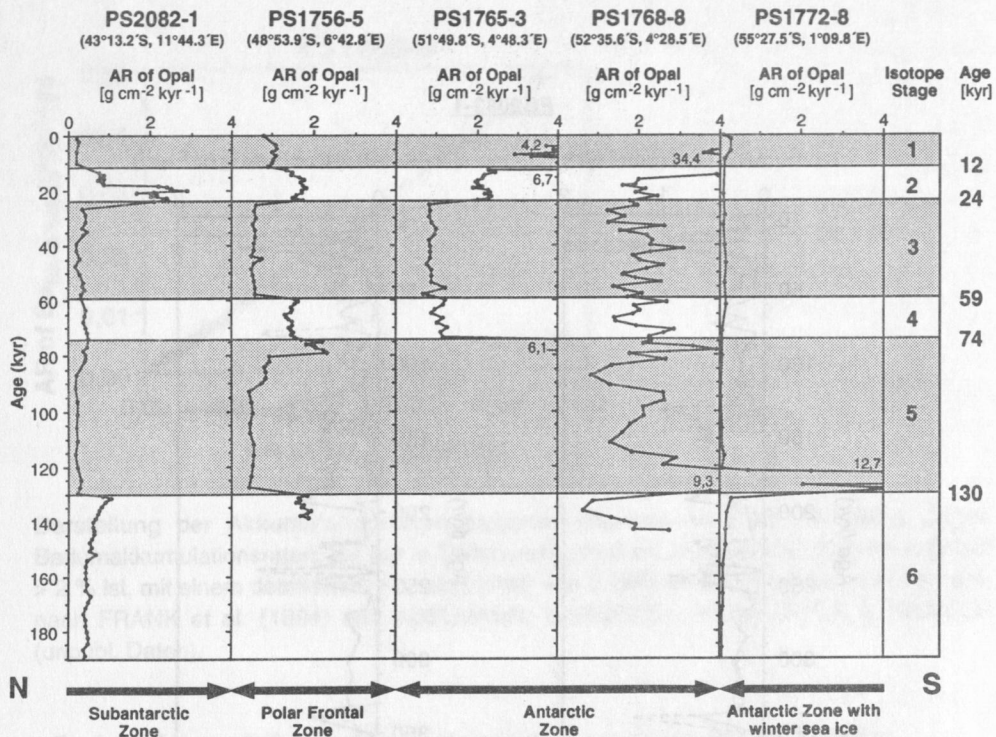


Abb. 54: Opalakkumulationsraten in den Kernen des östlichen Profils bis einschließlich Isotopenstadium 6. Opalraten nach BOHRMANN (pers. Mtg); Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).

Mit Hilfe der Akkumulationsraten biogenen Bariums lassen sich Aussagen zur Produktivität treffen und somit eine Verlagerung der Hochproduktionszone in der geologischen Vergangenheit erkennen. Rezent ist die Polarfront zwischen den Kernen PS1756-5 und PS1765-3 lokalisiert. Die Akkumulationsraten von biogenem Barium nehmen von Süd nach Nord von $0,0076 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ auf $0,0044 \text{ g/cm}^2/\text{ka}$ ab (Tab. 9). Auch während der Klimaoptima vor 9.000-10.000 Jahren und vor ca. 125.000 Jahren sowie während des Isotopenstadiums 5.1 vor ca. 80.000 Jahren ist eine deutliche Abnahme der Akkumulationsraten von biogenem Barium von Süd nach Nord im Bereich zwischen Kern PS1765-3 und PS1756-5 zu erkennen (Abb. 50, Tab. 9). Im Glazial liegen die Bariumakkumulationsraten in den Kernen nördlich der Polarfront höher als während des Interglazials. Die Akkumulationsraten von biogenem Barium sind aber mit den glazialen Raten südlich der Polarfront vergleichbar (s. PS2082-1 und PS1768-8 in Tab. 9). Demzufolge ist eine signifikante Verlagerung der Polarfront nicht zu erkennen.

Tab. 9: Akkumulationsraten von biogenem Barium in g/cm²/ka (ka = 1000 Jahre) für ausgewählte Zeitabschnitte im Bereich des östlichen Südatlantiks.

	PS2082-1 (ca. 43°S)	PS1756-5 (ca. 49°S)	PS1765-3 (ca. 52°S)	PS1768-8 (ca. 53°S)	PS1772-8 (ca. 55°S)
Rezent	-	0,0044	0,0076	0,0073	0,0003
Vor ca. 9-10 ka	0,0006	0,0006	0,0067	0,0240	0,0006
Glazial	0,0042	0,0012	0,0017	0,0032	0,0002
Vor ca. 80 ka	0,0004	0,0018	0,0063	0,0067	0,0003
Vor ca. 125 ka	0,0005	0,0005	-	0,0122	0,0048

9.5 Berechnung der Paläoproduktivität

Paläoproduktivitäten lassen sich über den Bariumgehalt und den C_{org}-Gehalt der Sedimente berechnen (SARNTHEIN et al. 1988, DYMOND et al. 1992). Dabei muß der Einbettungsgrad berücksichtigt werden. Eine Formel zur Berechnung des Einbettungsgrades biogenen Bariums wurde von DYMOND et al. (1992) aufgestellt. Nach den Autoren ist der Einbettungsgrad biogenen Bariums nur abhängig von der Gesamtakkumulationsrate und läßt sich über folgende Gleichung ermitteln:

$$Ba_{\text{eing.}} = 20,9 \log (AR_{\text{ges}}) - 21,3 \quad (15)$$

mit

Ba_{eing.}: eingebettetes Ba_{bio} (%)

AR_{ges}: Gesamtakkumulationsrate (µg/cm²/a).

Nach HEINRICHS & REEBURGH (1987) kann der Einbettungsgrad von C_{org} nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$E = (LSR \times 100)^{0,4} / 2,1 \quad (16)$$

mit

E: Einbettungsgrad von C_{org} (%)

LSR: Lineare Sedimentationsrate (cm/1000 Jahre).

In Kap. 7.8 wurden die Formeln zur Berechnung der Exportproduktivität mittels des Flusses von biogenem Barium und des C_{org}-Flusses hergeleitet bzw. aufgeführt. Die Exportproduktivitäten während der letzten 190.000 Jahren wurden mittels der Bariumakkumulationsraten nach folgender Formel, die sich aus Gleichung (12) (s. Kap. 7.8) und Gleichung (15) zusammensetzt, ermittelt:

$$P_{\text{neu}} = 3,56 ((AR_{\text{Ba}_{\text{bio}}} / (0,209 \log (AR_{\text{ges}}) - 0,213))^{1,504} z^{-0,0937} \quad (17)$$

mit

P_{neu}: Exportproduktivität (gC/m²/a)

AR: Akkumulationsrate (µg/cm²/a)

z: Wassertiefe (m).

Ein Vergleich der Exportproduktivitäten, die mittels des Flusses von biogenem Barium und des C_{org}-Flusses berechnet wurden, zeigt eine gute Korrelation über die gesamte Kernlänge des stratigraphisch eindeutig eingeordneten Kernes PS2082-1 (s. Kap. 3.4.2) mit mittleren Exportraten von 15 gC/m²/a (Abb. 55). Im Wechsel von Glazial-/Interglazialzeiten variieren die Exportproduktivitäten in den Kernen des östlichen Profils (Abb. 56). Nördlich der Polarfront werden die höchsten Exportproduktivitäten während den Glazialzeiten mit durchschnittlichen Raten von 10 gC/m²/a beobachtet. Zu Beginn des Isotopenstadiums 2 treten im Kern PS2082-1 maximale Exportproduktivitäten von 65 gC/m²/a auf. Südlich der Polarfront werden die höchsten Exportproduktivitäten in den Interglazialzeiten erreicht. Während der Isotopen Events 1, 5.1 und 5.5 werden maximale Exportproduktivitäten von 38-370 gC/m²/a beobachtet. Während in den Glazialzeiten im Kern PS1765-3 die

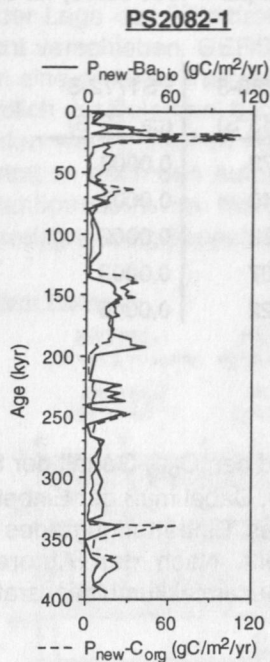


Abb. 55: Vergleich der Exportproduktivitäten, welche mittels des Ba_{bio} -Flusses und mittels des C_{org} -Flusses nach der Gleichung von SARNTHEIN et al. (1988) für den Sedimentkern PS2082-1 ermittelt wurden. C_{org} -Daten nach KUHN (pers. Mtg.); Stratigraphie nach MACKENSEN et al. (1994).

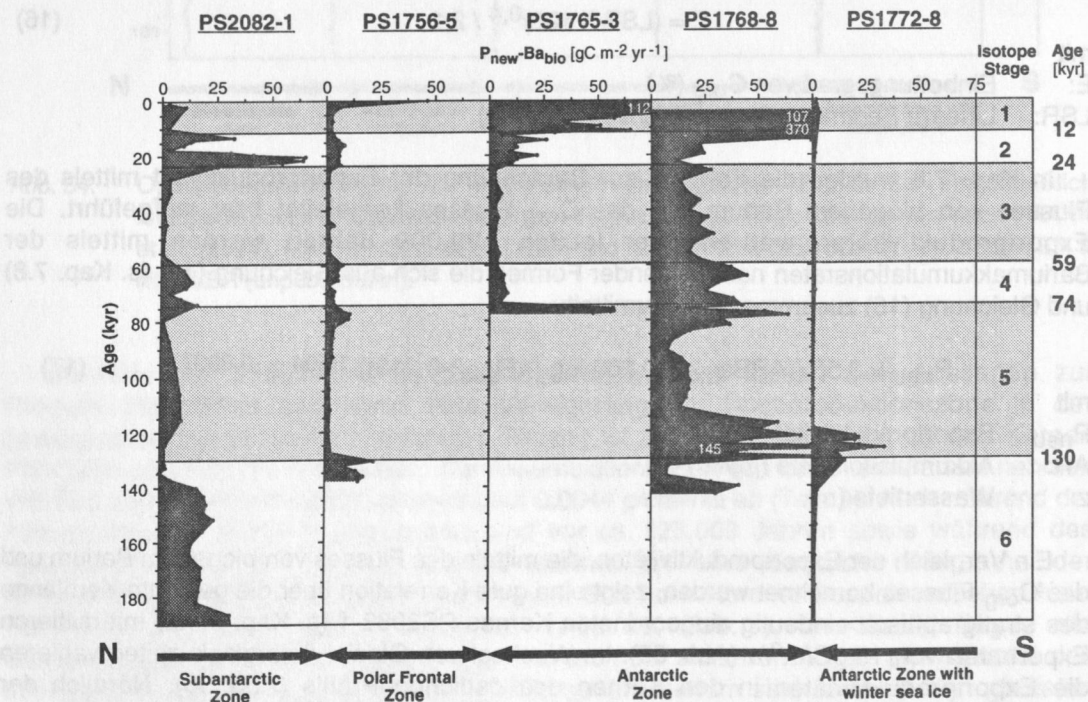


Abb. 56: Exportproduktivitäten in den Kernen des östlichen Profils bis einschließlich Isotopenstadium 6, welche mittels des Ba_{bio} -Flusses ermittelt wurden. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).

Exportproduktivitäten im Mittel auf $10 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ zurückgehen, liegen sie im Kern PS1768-8 im Glazial im Mittel bei $25 \text{ gC/m}^2/\text{a}$. Kern PS1772-8 zeigt nur erhöhte Exportproduktivitäten zu Beginn des Isotopenstadiums 5 ($37 \text{ gC/m}^2/\text{a}$).

Die extrem hohen Exportproduktivitäten in Kern PS1768-8 von bis zu $370 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ scheinen sehr unwahrscheinlich, da selbst rezent nach BERGER (1989) so hohe Raten nirgendwo auf der Welt beobachtet werden. Tatsächlich kam es an der Lokation PS1768-8 im Holozän zu einer Fokussierung von umgelagertem Material, so daß die Gesamttakkumulationsraten um den Faktor 2-3 zu hoch angegeben wurden (pers. Mtgl., FRANK). Eigene Untersuchungen zu rezenten Exportproduktivitäten im südlichen Südatlantik ergaben im Bereich der Polarfront Raten von $3\text{-}6 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ (s. Kap. 7.8).

9.6 Paläozeanographie im östlichen Südatlantik

Mit Hilfe der Exportproduktivitätsraten, welche aus dem Fluß von biogenem Barium ermittelt worden sind, können die wechselnden Produktivitätsverhältnisse innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes im östlichen Südatlantik während der letzten 190.000 Jahre beschrieben werden (Abb. 57). Dazu wurden für verschiedene Zeitscheiben die Exportproduktivitäten gemittelt (Tab. 10).

Tab. 10 Gemittelte Exportproduktivitäten ($P_{\text{neu-Ba bio}}$) in $\text{gC/m}^2/\text{a}$ für verschiedene Zeitscheiben im Bereich des östlichen Südatlantiks. ka = 1000 Jahre.

	(Jahre)	PS2082-1	PS1756-5	PS1765-3	PS1768-8	PS1772-8
Rezent		-	46	81	107	2
Stadium 1	(bis 8 ka)	7	4	81	142	3
Klimaoptimum 1	(8-12 ka)	3	2	47	267	-
Stadium 2	(13-24 ka)	33	6	15	43	<1
Stadium 3	(24-59 ka)	2	2	3	21	<1
Stadium 4	(59-74 ka)	11	4	6	35	<1
Stadium 5.1-5.4	(74-116 ka)	6	5	51	25	<1
Stadium 5.5	(116-130 ka)	2	2	-	70	17
Stadium 6	(130-190 ka)	16	15	-	23	4

Während des glazialen Isotopenstadiums 6 war das Wintermeereis bis in den Bereich des Kernes PS1768-8 ausgebreitet, was durch geringe Opalakkumulationsraten und eingeschränktes Auftreten der Radiolariengattung *Antarctissa* (ABELMANN unpubl. Daten in MÜLLER 1992) sowie ein vermehrtes Auftreten von Meereis anzeigenden Diatomeenarten (*Nitzschia curta* und *N. cylindrus*; GERSONDE & PÄTZOLD 1992) belegt ist. Trotzdem werden in den Kernen PS1768-8 und PS1772-8 erhöhte Exportproduktivitäten beobachtet ($P_{\text{neu-Ba bio}} = 4\text{-}23 \text{ gC/m}^2/\text{a}$). Nach DEHAIRS et al. (1992) gelangen im offenen Ozean, der von Wintermeereis bedeckt sein kann, mehr Barytpartikel zur Sedimentation als an Eisrändern, da aufgrund geringer Primärproduktion weniger umgesetzt wird und somit mehr in den Export gelangen kann. Daher ist wahrscheinlich im Isotopenstadium 6 das Wintermeereis mindestens bis 52°S ausgebreitet. Die Sommermeereisgrenze lag südlich von 55°S . In den Kernen PS1756-5 und PS2082-1 werden ebenfalls während Isotopenstadium 6 erhöhte Exportproduktivitäten beobachtet ($P_{\text{neu-Ba bio}} = 15\text{-}16 \text{ gC/m}^2/\text{a}$), die im Gegensatz zu heute für eine Ausdehnung des Hochproduktionsgürtels nach Norden sprechen können. Die Raten sind vergleichbar mit den rezent beobachteten Exportraten im Bereich der Polarfront (WEFER & FISCHER 1991). Die Raten liegen jedoch nicht so hoch wie während der Klimaoptima, was auf eine andere Zusammensetzung der Fauna schließen läßt. Die regionale oder lokale Änderung der Oberflächenproduktivität innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes während des Isotopenstadiums 6 (MACKENSEN et al. 1994) könnte durch eine eingeschränkte oder ausbleibende Bildung Nordatlantischen Tiefenwassers im Nordatlantik während des Glazials (BERGER & VINCENT 1986) hervorgerufen worden sein.

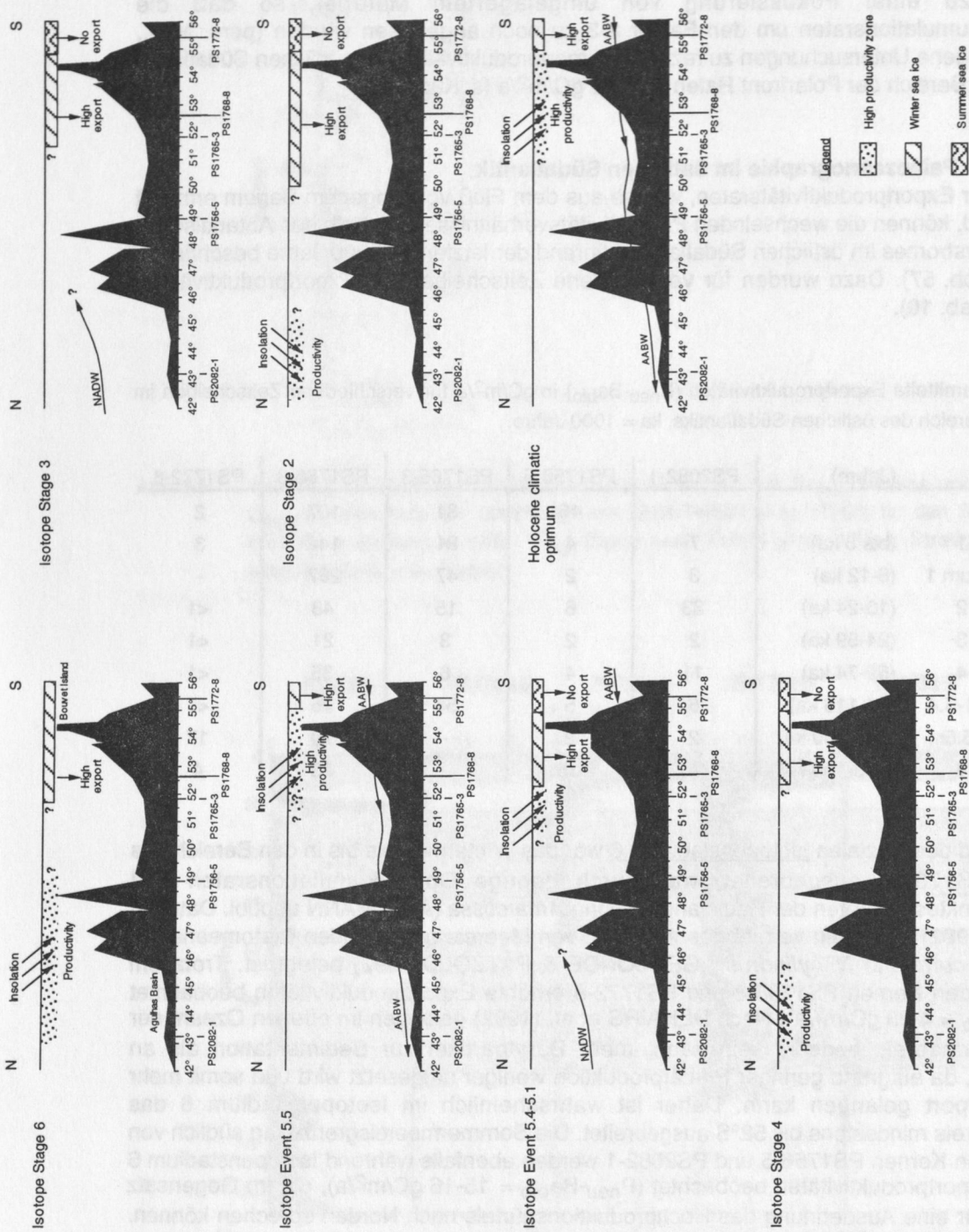


Abb. 57: Schematisierte Darstellung der Entwicklung des Antarktischen Zirkumpolarstromes im östlichen Südatlantik während der letzten 190.000 Jahre.

Aufgrund des zurückgehenden Meereises im Wechsel von Isotopenstadium 6 zum Klimaoptimum 5.5 wurde das Oberflächenwasser wärmer, was mit einer südwardigen Migration subantarktischer Radiolarien von 8-10 Breitengraden belegt ist (GERSONDE & PÄTZOLD 1992). Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen zeigen am Übergang der Isotopen Events 6.2 zu 5.5 einen Temperaturanstieg zu wärmeren Temperaturen während des Klimaoptimums 5.5 in der südlichen Antarktischen Zone als während des Kaltstadiums 6.2 (GERSONDE & PÄTZOLD 1992). Nach MACKENSEN et al. (1994) drang während des Abschmelzvorganges am Ende des Isotopen Events 6.2 und während des Klimaoptimums 5.5 relativ nährstoffreiches Antarktisches Bodenwasser bis in den Bereich des Kernes PS2082-1 vor. Das Eindringen nährstoffarmen Nordatlantischen Tiefenwassers in den Antarktischen Zirkumpolarstrom wurde dadurch eingeschränkt. Die Hochproduktionszone war mindestens bis 52°S ausgebildet, da sehr hohe Exportproduktivitäten von 70 gC/m²/a im Kern PS1768-8 beobachtet werden. Hohe Opalakkumulationsraten (Abb. 54) und ein Häufigkeitsmaximum der Radiolariengattung *Antarctissa* weisen ebenfalls auf eine Ausdehnung der Hochproduktionszone hin (ABELMANN unpubl. Daten in MÜLLER 1992). Die Wintermeereisgrenze hatte sich bis in den Bereich des Kernes PS1772-8 zurückverlagert, was durch Exportproduktivitätsraten von 17 gC/m²/a belegt ist. Zudem werden keine Meereisindikatoren (*N. curta* und *N. cylindrus*) im Bereich nördlich des Kernes PS1772-8 beobachtet (GERSONDE & PÄTZOLD 1992).

Ab Isotopen Event 5.4 ging die nordwärtige Ausbreitung antarktischen Bodenwassers bis wenigstens 55°S zurück (FÜTTERER 1992). Das Nordatlantische Tiefenwasser drang wieder in den Antarktischen Zirkumpolarstrom ein und füllte das Agulhas Becken aus (MACKENSEN et al. 1994). Sehr niedrige Exportproduktivitäten im Kern PS1772-8 ($P_{\text{neu-BaBio}} = < 1 \text{ gC/m}^2/\text{a}$) deuten nach DEHAIRS et al. (1992) auf eine Eisrandlage bei ca. 55°S hin. Das Wintermeereis war mindestens bis in den Bereich des Kernes PS1768-8 ausgebreitet, da die Exportproduktivitätsraten mit denen im Isotopenstadium 6 vergleichbar sind. Die sehr hohen Exportproduktivitäten im Kern PS1765-3 sind Maximalwerte, da die lineare Sedimentationsrate für diesen Zeitabschnitt aus dem Holozän übernommen wurde. Sie sind daher zur Interpretation weniger geeignet. Für eine Ausdehnung der mittleren Wintermeereisgrenze Richtung Norden spricht aber auch eine Zunahme von Meereisindikatoren (*N. curta* und *N. cylindrus*) am Ende des Warmstadiums 5 in einem Kern bei ca. 53°S (GERSONDE & PÄTZOLD 1992). Ebenfalls deuten geringe Opalakkumulationsraten im Bereich der Antarktischen Zone auf das Auftreten von Meereis hin (Abb. 54). Somit könnte eine Verschmälerung des Hochproduktionsgürtels durch Verlagerung seiner Südgrenze nach Norden nach dem Klimaoptimum vor ca. 125.000 Jahren eingetreten sein.

Im sich anschließenden Isotopenstadium 4 kam es in Kern PS2082-1 wieder zu einer regionalen oder lokalen Änderung in der Oberflächenproduktivität (MACKENSEN et al. 1994). Im Kern PS2082-1 treten Exportproduktivitäten auf ($P_{\text{neu-BaBio}} = 11 \text{ gC/m}^2/\text{a}$), die mit den heutigen Raten an der Polarfront vergleichbar sind (WEFER & FISCHER 1991). Nach MACKENSEN et al. (1994) werden keine benthischen Foraminiferen in Kern PS2082-1 beobachtet, welche Nordatlantisches Tiefenwasser anzeigen. Geringe Opalakkumulationen (Abb. 54) und ein häufiges Auftreten von Meereisindikatoren (*N. curta* und *N. cylindrus*; GERSONDE & PÄTZOLD 1992) in den Kernen PS1765-3 und PS1768-8 zeigen, daß das Meereis bis ca. 51°S ausgebreitet war. Die Exportproduktivitäten ($P_{\text{neu-BaBio}} = 6-35 \text{ gC/m}^2/\text{a}$) sprechen nach DEHAIRS et al. (1992) für eine Bedeckung mit Wintermeereis. Die Sommermeereisgrenze lag im Bereich des Kernes PS1772-8, da die Exportproduktivitäten ($P_{\text{neu-BaBio}} = < 1 \text{ gC/m}^2/\text{a}$) für eine Eisrandlage sprechen (DEHAIRS et al. 1992). GERSONDE & PÄTZOLD (1992) weisen ebenfalls für diese Zeit auf eine Sommermeereisgrenze während des Glazials im Bereich der heutigen Wintermeereisgrenze hin.

Während Isotopenstadium 3 sprechen geringe Exportproduktivitäten von nur 2 gC/m²/a in Kern PS2082-1 für eine geringe Produktion im Oberflächenwasser. Nach MACKENSEN et al. (1994) breitete sich Nordatlantisches Tiefenwasser bis in das Agulhas Becken aus. Die mittlere Wintermeereisgrenze lag wahrscheinlich weiterhin weiter nördlich bis in den Bereich des Kernes PS1765-3, was sich mit dem Auftreten von Meereis anzeigenden Diatomeen und Exportproduktivitäten von 3-21 gC/m²/a belegen läßt. Da ebenfalls in Kern PS1756-5 sehr geringe Exportproduktivitäten auftreten, ist es fraglich, ob überhaupt eine

Hochproduktionszone während des Isotopenstadiums 3 entwickelt war. Die Sommermeereisgrenze lag weiterhin etwa im Bereich des Kernes PS1772-8, da die Exportproduktivitäten unter $1 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ lagen (DEHAIRS et al. 1992).

Zu Beginn des letzten glazialen Maximums (Isotopenstadiums 2) könnte es wiederum zu einer nordwärtigen Verlagerung der Produktionszone in den Bereich des Kernes PS2082-1 gekommen sein. Der Kern zeichnet sich durch hohe Exportproduktivitäten aus ($P_{\text{neu-Ba}_{\text{bio}}} = 33 \text{ gC/m}^2/\text{a}$). Nach MACKENSEN et al. (1994) wird in Kern PS2082-1 während des Isotopenstadiums 2 eine spezifische südliche Hochproduktivitätsfauna beobachtet. Die mittlere Wintermeereisgrenze war gegenüber heute um 5-6 Breitengrade nach Norden verschoben und lag bei ca. 50°S (GERSONDE & PÄTZOLD 1992, MÜLLER 1992, GERSONDE et al. 1994), was ebenfalls aus den Exportproduktivitäten in den Kernen PS1765-3 und PS1768-8 von $15\text{-}43 \text{ gC/m}^2/\text{a}$ ersichtlich ist. Das Sommermeereis war nach GERSONDE et al. (1994) bis ca. 55°S ausgebreitet, was mit geringen Exportproduktivitäten ($P_{\text{neu-Ba}_{\text{bio}}} = < 1 \text{ gC/m}^2/\text{a}$) im Kern PS1772-8 bestätigt wird.

Am Übergang zum holozänen Klimaoptimum spricht ein Rückgang der Oberflächensalinität in Kern PS1768-8 für einen Anstieg von Schmelzwasser (GERSONDE et al. 1994). Während der Abschmelzphase drängt relativ nährstoffreiches Antarktisches Bodenwasser nach Norden vor und wird während des gesamten holozänen Optimums innerhalb des Agulhas Beckens beobachtet (MACKENSEN et al. 1994). Das Nordatlantische Tiefenwasser kann nicht mehr oder nur eingeschränkt in den Antarktischen Zirkumpolarstrom eindringen. Die Hochproduktionszone könnte bis zum Kern PS1765-3 ausgebildet gewesen sein, da nördlich von 51°S keine hohen Exportproduktivitäten auftreten. Hohe Opalakkumulationsraten in den Kernen PS1765-3 und PS1768-8 sprechen ebenfalls für erhöhte Oberflächenproduktion innerhalb der Antarktischen Zone (Abb. 54). Nach MÜLLER (1992) war der Kern PS1772-8 während des holozänen Optimums von Meereis bedeckt, da die Radiolariengattung *Antarctissa* selten auftritt (ABELMANN unpubl. Daten in MÜLLER 1992) und ebenfalls nur wenig Opal akkumuliert wird. Die Exportproduktivitäten ($P_{\text{neu-Ba}_{\text{bio}}} = 3 \text{ gC/m}^2/\text{a}$) sprechen auch für eine Bedeckung mit Wintermeereis. Demnach scheint sich die Lage der Hochproduktionszone seit dem holozänen Klimaoptimum bis heute nicht mehr verändert zu haben.

10. Schlußfolgerung

1. Der Gesamtbariumgehalt in Sedimenten ergibt sich aus einem biogenen Anteil sowie aus einem terrigen zugeführten Anteil. Biogenes Barium setzt sich aus diskreten Barytpartikeln und aus in Silikat- und Karbonatgerüsten sowie in organischem Material eingebautem bzw. adsorbtiv gebundenem Barium zusammen. Zur Berechnung des biogenen Bariums wurde ein klastisches Ba/Al-Verhältnis für den südlichen Südatlantik bestimmt. Bei Multiplikation dieses Korrekturfaktors von 0,0067 mit dem Aluminiumgehalt des Sedimentes wird das terrigene Barium ermittelt.
2. Im gesamten Antarktischen Zirkumpolarstrom sind die Konzentrationen gelösten Bariums im Oberflächenwasser im Vergleich zu anderen Ozeanen relativ hoch. Geringfügige Änderungen dieser Konzentrationen an den ozeanographischen Fronten verdeutlichen jedoch, daß die verschiedenen Wassermassen des Antarktischen Zirkumpolarstromes durch die Gehalte gelösten Bariums nachgezeichnet werden. Die Ähnlichkeit zwischen den Barium- und Silikatprofilen innerhalb der Wassersäule deutet auf eine Kopplung biogenen Bariums an den biogenen Zyklus. Das gelöste Barium wird dabei in den weniger löslichen absinkenden silikatischen Hartteilen aufgenommen und in der unteren Wassersäule und im Sediment wieder freigesetzt. Untersuchungen an partikulärer Substanz aus der Wassersäule kommen zu dem gleichen Ergebnis. Diese weitgehende Übereinstimmung von B_{bio} -Flüssen und Opal-Flüssen in den oberen Sinkstoffallen und im Oberflächensediment weist auf eine bevorzugte Barytbildung innerhalb von Diatomeenaggregaten hin. Eine unmittelbare Beziehung zwischen dem gelösten Barium im Oberflächenwasser und den Bariumgehalten im Sediment ist jedoch nicht zu beobachten, so daß die initiale Barytbildung und anschließende Sedimentation vermutlich vorwiegend durch das Auftreten von planktischen Silikatschalern gesteuert wird. In der Hochproduktionszone, welche zwischen der mittleren Wintermeereisgrenze und der Polarfront ausgebildet ist, wird das meiste biogene Barium akkumuliert. Steuerungsfaktoren hierfür sind die hohen Gehalte gelösten Silikates im Oberflächenwasser und das damit verbundene Auftreten planktischer Silikatschaler, die nach ihrem Absterben auch aufgrund ihrer geringen Lösungsraten zur hohen Exportproduktion beitragen.
3. Mit zunehmender Wassertiefe wird ein Anstieg partikulären Bariums in den Sinkstoffallen sowie eine Zunahme biogenen Bariums in Oberflächensedimenten des Weddellbeckens beobachtet. Diese Zusammenhänge sowie das mit zunehmender Wassertiefe abnehmende $C_{\text{org}}/B_{\text{bio}}$ -Verhältnis in den Sinkstoffallen sind konform mit der Vorstellung einer Bildung von Baryt in "microenvironments", in denen beim Transport durch die Wassersäule organisches Material abgebaut wird. Die hohe Lösungsresistenz von Baryt untermauert die Anwendungsmöglichkeit von Barium als Produktivitätsanzeiger und dessen Vorteil gegenüber Opal, Karbonat und C_{org} , die starken Lösungsraten innerhalb der Wassersäule sowie postsedimentären Veränderungen unterworfen sind.
4. Über die Bestimmung des Flusses von biogenem Barium lassen sich Aussagen über Primärproduktivitäten treffen. Im südlichen Südatlantik wurden in Küstenregionen die höchsten Primärproduktivitäten von 6-53 gC/m²/a beobachtet. In saisonal eisbedeckten Gebieten liegt die Primärproduktivität bei 23 gC/m²/a und an der Polarfront beträgt sie 36-47 gC/m²/a. Die Primärproduktion innerhalb des Antarktischen Zirkumpolarstromes ist somit niedriger als z.B. in Küstenauftriebsgebieten.
5. In rein biogenen Sedimentabschnitten (z.B. Diatomeenschlämme), in denen die Aluminiumgehalte < 2 % betragen, ist keine Übereinstimmung des Ba/Al-Verhältnisses mit dem biogenen Barium bzw. mit den Akkumulationsraten von biogenem Barium zu beobachten. Die niedrigen Aluminiumgehalte werden als biogenes Signal interpretiert, so daß das Ba/Al-Verhältnis in rein biogenen Sedimentabschnitten nicht als Anzeiger erhöhter Produktivität genutzt werden sollte, sondern nur die Akkumulationsraten des Bariumgesamtgehaltes als Produktivitätsanzeiger verwendet werden sollten.

6. Eine diagenetische Veränderung des Bariumsignals in den untersuchten Sedimentkernen kann vernachlässigt werden, da keine intensive Sulfatreduktion wie im Porenwasser anoxischer Sedimente beobachtet wurde. Der Anteil biogenen Bariums in den Sedimentkernen kann daher zur Berechnung der Paläoproduktivitäten herangezogen werden.
7. Im Wechsel der Glazial-/Interglazialzeiten traten Änderungen in der Primärproduktion auf. Im Interglazial wurden die höchsten Akkumulationsraten biogenen Bariums innerhalb der Antarktischen Zone beobachtet. Vor allem während der Klimaoptima vor ca. 125.000 Jahren und im Holozän sind die Exportproduktivitäten drastisch erhöht, was auf eine südwärtige Ausdehnung der Hochproduktionszone hinweist. Im Glazial treten dagegen nördlich der Polarfront höhere Akkumulationsraten biogenen Bariums auf. Das Meereis hatte sich im Glazial nach Norden ausgebreitet, was zu geringen Exportproduktivitäten innerhalb der Antarktischen Zone führte. Die erhöhten Exportproduktivitäten nördlich der Polarfront sind jedoch nicht vergleichbar mit den Raten, die während der Klimoptima beobachtet wurden. Deswegen ist eine nordwärtige Ausdehnung der Hochproduktionszone oder sogar nordwärtige Verschiebung der Polarfront während des Glazials nicht unbedingt zu fordern.

11. Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. E. Suess und Herrn Prof. Dr. J. Thiede für die Vergabe der Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Dr. G. Bohrmann und Dr. M. Schlüter für die intensive Betreuung der Arbeit und ihr stets großes Interesse.

Prof. Dr. D. Fütterer (AWI Bremerhaven) danke ich für die Bereitstellung des Sedimentprobenmaterials. Dr. R. Gersonde (AWI Bremerhaven) und M. Frank (Univ. Heidelberg) sei für die stratigraphischen Ergebnisse und Dr. R. Peterson (Scripps Institution of Oceanography, U.S.A.) sowie Dr. B. Majoer (Nederlands Instituut voor Onderzoek der Zee, Niederlande) für die ozeanographischen Daten gedankt. Dr. G. Kuhn danke ich herzlich für die Karbonat- und C_{org} -Daten sowie für die "Physical Properties". Ebenfalls danke ich Dr. G. Fischer (Univ. Bremen) für die Bereitstellung des Sinkstoffallenmaterials und die Diskussionsbereitschaft. Auch den Kapitänen und Besatzungsmitgliedern des Forschungsschiffes POLARSTERN sei an dieser Stelle gedankt. Mein Dank gilt ebenfalls der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Finanzierung des Projektes Bo1049-1, in dessen Rahmen diese Arbeit erstellt worden ist.

Dr. R. Petschik (Univ. Frankfurt) danke ich für die vielen wertvollen Tips beim Umgang mit dem Zeichenprogramm am Computer.

Weiterhin gilt mein Dank Prof. Dr. Heinrichs (Univ. Göttingen) und Prof. Dr. Brumsack (Univ. Oldenburg) für die anregenden Diskussionen und die Bereitstellung von hausinternen Standards bei der Entwicklung des Säureaufschlußverfahrens.

Für die Hilfestellung bei der Barium- und Aluminiumbestimmung mittels der ICP-AES möchte ich mich ganz herzlich bei J. Salamon und J. Lippke (Univ. Kiel) bedanken. Herrn J. Lippke danke ich außerdem für die Diskussionen bei der Bedienung der Graphitrohrföfen-AAS, und Frau J. Salamon sei auch noch für die Hilfe bei der Bedienung des Ionenchromatographen gedankt.

Ohne meine Hiwis Susann, Christian, Lutz und Marcus wären die Laborarbeiten sicherlich nicht so schnell vorangegangen. Ihnen sei an dieser Stelle besonders gedankt. Mein Dank gilt außerdem Carmen, die für mich bei der POLARSTERN-Expedition ANT-XI/2 kurzfristig eingesprungen ist.

Bei B. Domeyer, Ch. Krawczyk, Dr. K. Wallmann, Dr. S. Lammers, Dr. P. Linke, Dr. K. Lackschewitz, E. Fabel (GEOMAR Kiel), Dr. M. Torres (Univ. of Oregon, U.S.A.), Dr. G. Kuhn, Dr. R. Gersonde, Dr. A. Mackensen, Dr. A. Abelmann, Dr. M. Rutgers v.d. Loeff, Dr. G. Schmiedl, W. Bonn und U. Brathauer (AWI Bremerhaven) möchte ich mich für etliche Tips und Anregungen bedanken.

Mein besonderer Dank gilt B. Domeyer, Ch. Krawczyk und S. Laube (GEOMAR Kiel), die mich immer wieder angespornt haben, wenn es mal nicht weiterging. Meinem Mann Dr. D. Nürnberg danke ich sehr herzlich für die hervorragende Unterstützung während der gesamten Zeit der Dissertation, für die kritische Durchsicht der Arbeit und die vielen wertvollen Tips und Diskussionen. Ein besonderer Dank gilt meiner Tochter Ayje, die mit ihrer pflegeleichten Art eine zügige Fertigstellung der Arbeit ermöglichte.

12. Literaturverzeichnis

- Abelmann, A. & Gersonde, R. (1991): Biosiliceous particle flux in the Southern Ocean. - *Mar. Chem.*, **35**: 503-536.
- Allanson, B.R., Hart, R.C. & Lutjeharms, J.R.E. (1981): Observations on the nutrients, chlorophyll and primary production of the Southern Ocean south of Africa. - *South African J. Antarctic Res.*, **10** (11): 3-14.
- Bacon, M.P., Belostock, R.A. & Bothner, M.H. (im Druck): Lead-210 balance and implications for particle transport on the continental shelf, Middle Atlantic Bight. - *Cont. Shelf Res.*
- Baker, P.E. (1990): D.2. Deception Island. - In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (eds.), *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*. - Antarctic Research Series, Amer. Geophys. Union, **48**: 316-321; Washington D.C.
- Bareille, G., Labracherie, M., Labeyrie, L., Pichon, J.J. & Turon, J.L. (1991): Biogenic silica accumulation rate during the Holocene in the southeastern Indian Ocean. - *Mar. Chem.*, **35**: 537-552.
- Barker, P.F. & Dalziel, I.W.D. (1983): Progress in geodynamics of the Scotia arc region. - In: Cabré, S.J.R. (ed.), *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia arcs*, Amer. Geophys. Union Geodyn. Series, **9**: 137-170.
- Barnola, J.M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S. & Lorius, C. (1987): Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. - *Nature*, **329**: 408-414.
- Barnola, J.M., Pimienta, P., Raynaud, D. & Korotkevich, Y.S. (1991): CO₂-climate relationship as deduced from the Vostok ice core: A re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating. - *Tellus*, **43** (B): 83-90.
- Bathmann, U., Schulz-Baldes, M., Fahrbach, E., Smetacek, V. & Hubberten, H.-W. (1992): Die Expeditionen ANTARKTIS-IX/1-4 des Forschungsschiffes "Polarstern" 1990/91. - *Ber. Polarforsch.*, **100**: 403 S.
- Bathmann, U., Smetacek, V., DeBaar, H., Fahrbach, E. & Krause, G. (1994): Die Expedition ANTARKTIS X/6-8 des Forschungsschiffes "Polarstern" 1992/93. - *Ber. Polarforsch.*, **135**: 236 S.
- Berger, W.H., Finkel, R.C., Killingley, J.S. & Marchig, V. (1983): Glacial-Holocene transition in deep-sea sediments: Manganese-spike in the east-equatorial Pacific. - *Nature*, **303**: 231-233.
- Berger, W.H. & Vincent, E. (1986): Sporadic shut-down of North Atlantic deep water production during the Glacial-Holocene transition. - *Nature*, **324**: 53-55.
- Berger, W.H. (1989): Global maps of ocean productivity. - In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.), *Productivity of the oceans: Present and past*, J. Wiley & Sons Limited: 429-455; New York.
- Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (1989): Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. - In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.), *Productivity of the oceans: Present and past*, J. Wiley & Sons Limited: 1-34; New York.
- Berner, W., Oeschger, H. & Stauffer, B. (1980): Information on the CO₂ cycle from ice core studies. - *Radiocarbon*, **22**: 227-235.
- Bernstein, R.E., Bryne, R.H., Betzer, P.R. & Greco, A.M. (1992): Morphologies and transformation of celestite in seawater: The role of acantharians in strontium and barium geochemistry. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 3273-3279.
- Bishop, J.K.B. & Edmond, J.M. (1976): A new large volume filtration system for the sampling of oceanic particulate matter. - *J. Mar. Res.*, **34**: 181-198.
- Bishop, J.K.B. (1988): The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. - *Nature*, **332** (24): 341-343.
- Bishop, J.K.B. (1990): Determination of barium in seawater using vanadium/silicon modifier and direct injection graphite furnace atomic absorption spectrometry. - *Anal. Chem.*, **62**: 553-557.
- Boström, K., Joensuu, O., Moore, C., Boström, B., Dalziel, M. & Horowitz, A. (1973): Geochemistry of barium in pelagic sediments. - *Lithos*, **6**: 159-174.
- Boyce, R.E. (1976): Definitions and laboratory techniques of the compressional sound velocity parameters and wet-water content, wet-bulk density, and porosity parameters by gravimetric and gamma-ray attenuation techniques. - In: Schlager, S.O., Jackson, E.D. et al. (eds.), *Initial Reports DSDP*, **33**: 1115-1128; Washington D.C.

- Boyle, E.A. (1988): Cadmium: Chemical tracer of deepwater paleoceanography. - *Paleoceanogr.*, **3**: 471-489.
- Boyle, E.A. (1992): Cadmium and $\delta^{13}\text{C}$ paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**: 245-287.
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H. (1982): Tracers in the sea. - Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University: 690 S.; Palisades, New York.
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H. (1986): Carbon cycle: 1985. Glacial to interglacial changes in the operation of the global carbon cycle. - *Radiocarbon*, **28** (2A): 309-327.
- Broecker, W.S. & Denton, G.H. (1989): The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**: 2465-2501.
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H. (1989): The cause of glacial to interglacial atmospheric CO_2 change: A polar alkalinity hypothesis. - *Global Biogeochem. Cycles*, **3**: 215-239.
- Brumsack, H.J. & Gieskes, J.M. (1983): Interstitial water trace-element chemistry of laminated sediments from the Gulf of California, Mexico. - *Mar. Chem.*, **14**: 89-106.
- Brumsack, H.J. (1986): The inorganic geochemistry of Cretaceous black shales (DSDP Leg 41) in comparison to modern upwelling sediments from the Gulf of California. - In: Summerhayes, C.P. & Shackleton, N.J. (eds.), *North Atlantic paleoceanogr.*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **21**: 447-462.
- Brumsack, H.-J. (1989): Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. - *Geol. Rdsch.*, **78** (3): 851-882.
- Burckle, L.H., Clarke, D.B. & Shackleton, N.J. (1978): Isochronous last abundance-appearance (LAAD) of the diatom *Hemidiscus karstenii* in the sub-Antarctic. - *Geology*, **6**: 243-246.
- Burckle, L.H. (1982): First appearance datum of *Hemidiscus karstenii* in late Pleistocene of the subantarctic region. - *Antarctic Journal*, **17**: 142-143.
- Calvert, S.E. (1968): Silica balance in the ocean and diagenesis. - *Nature*, **219**: 919-920.
- Calvert, S.E. (1976): The mineralogy and geochemistry of nearshore sediments. - In: Riley, J.P. & Chester, R. (eds.), *Chem. Oceanogr.*, **6**: 187-280, Academic Press; New York.
- Carmack, E.C. (1974): A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. - *Deep-Sea Res.*, **21**: 431-443.
- Carmack, E.C. & Foster, T.D. (1977): Water masses and circulation in the Weddell Sea. - In: Dunbar, M.J. (ed.), *A voyage of discovery*, *Deep-Sea Res.*, *Suppl.*, **24**: 15-41.
- Carmack, E.C. (1977): Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front. - In: Angel, M.V. (ed.), *A Voyage of Discovery*, *Deep-Sea Res.*, **22**: 711-724.
- Chan, L.H., Drummond, D., Edmond, J.M. & Grant, B. (1977): On the barium data from the Atlantic GEOSECS Expedition. - *Deep-Sea Res.*, **24**: 613-649.
- Charles, C.D., Froelich, P.N., Zibello, M.A., Mortlock, R.A. & Morely, J.J. (1991): Biogenic opal in southern ocean sediments over the last 450,000 years: Implications for surface water chemistry and circulation. - *Paleoceanogr.*, **6** (6): 697-728.
- Chester, R. (1990): *Marine Geochemistry*. - Unwin Hyman Ltd, 698 S.; London.
- Cho, B.C. & Azam, F. (1988): Major role of bacteria in biogeochemical fluxes in the ocean's interior. - *Nature*, **332**: 441-443.
- Chow, T.J. & Goldberg, E.D. (1960): On the marine geochemistry of barium. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **20**: 192-198.
- Church, T.M. & Wolgemuth, K. (1972): Marine barite saturation. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **15**: 35-44.
- Church, T.M. (1979): Marine Barite. - In: Burns, R.G. (ed.), *Marine minerals*, *Mineral. Soc. Amer.*, **6**: 380 S.
- Collier, R. & Edmond, J. (1984): The trace element geochemistry of marine biogenic particulate matter. - *Progr. Oceanogr.*, **13**: 113-199.
- Cordes, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer). - *Ber. Polarforsch.*, **71**: 158 S.
- Dehairs, F., Chesselet, R. & Jedwab, J. (1980): Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**: 528-550.
- Dehairs, F., Lambert, C.E., Chesselet, R. & Risler, N. (1987): The biological production of marine suspended barite and the barium cycle in the Western Mediterranean Sea. - *Biogeochem.*, **4**: 119-139.

- Dehairs, F. & Goeyens, L. (1989): The biogeochemistry of barium in the Southern Ocean. - Belgian Scientific Research Program on Antarctica, Scientific Results of Phase One (Oct 85-Jan 89), II (A): 99 S.
- Dehairs, F., Goeyens, L., Stroobants, N., Bernard, P., Goyet, C., Poisson, A. & Chesselet, R. (1990): On suspended barite and the oxygen minimum in the Southern Ocean. - *Global Biogeochem. Cycles*, **4** (1): 85-102.
- Dehairs, F., Stroobants, N. & Goeyens, L. (1991): Suspended barite as a tracer of biological activity in the Southern Ocean. - *Mar. Chem.*, **35**: 399-410.
- Dehairs, F., Baeyens, W. & Goeyens, L. (1992): Accumulation of suspended barite at mesopelagic depths and export production in the Southern Ocean. - *Science*, **258**: 1332-1335.
- Delmas, R.J., Ascencio, J.-M. & Legrand, M. (1980): Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20,000 years BP was 50% of present. - *Nature*, **284**: 155-157.
- DeMaster, D.J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 1715-1732.
- Dymond, J. (1981): Geochemistry of Nazca Plate surface sediments: An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital, and hydrogenous sources. - In: Kulm, L.D. et al. (eds.), *Nazca Plate: Crustal formation and Andean convergence*, Geol. Soc. Amer. Memoir, **154**: 133-174.
- Dymond, J., Suess, E. & Lyle, M. (1992): Barium in deep sea sediment: A geochemical indicator of paleoproductivity. - *Paleoceanogr.*, **7** (2): 163-181.
- Ehrmann, W. & Thiede, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean. - *Contr. Sedimentol.*, **15**: 109 S.
- Eicken, H. (1992): The role of sea ice in structuring Antarctic ecosystems. - *Polar Biol.*, **12**: 3-13.
- Elderfield, H. (1991): Tracers of ocean paleoproductivity and paleochemistry: An introduction. - *Paleoceanogr.*, **5**: 711-717.
- Elverhoi, A. (1981): Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea. - *Nature*, **293**: 641-642.
- Emerson, S., Fischer, K., Reimers, C. & Heggie, D. (1985): Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. - *Deep-Sea Res.*, **32**: 1-21.
- Eppley, R. & Peterson, B.J. (1979): Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. - *Nature*, **282**: 677-680.
- Fischer, G., Fütterer, D., Gersonde, R., Honjom, S., Ostermann, D. & Wefer, G. (1988): Seasonal variability of particle flux in the Weddell Sea and its relation to ice cover. - *Nature*, **335**: 426-428.
- Fischer, G. (1989): Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer (Atlantischer Sektor). - *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **5**: 161 S.
- Foldvik, A. & Gammelsrød, T. (1988): Notes on southern ocean hydrography, sea-ice and bottom water formation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **67**: 3-17.
- Francois, R., Honjo, S., Manganini, S.J. & Ravizza, G.E. (im Druck): Biogenic barium fluxes to the deep-sea: Implications for paleoproductivity reconstruction. - *Global Biogeochem. Cycles*.
- Frank, M., Gersonde, R., Rutgers v.d. Loeff, M. & Mangini, A. (1994): Radionuclide evidence for paleoproductivity changes in the atlantic sector of the ACC: A transect from 55°S to 43°S. - *Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **52**: 44-45.
- Fütterer, D. (1988): Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988. - *Ber. Polarforsch.*, **58**: 267 S.
- Fütterer, D. (1992): Bericht über Teilprojekt B2: Paläozirkulation des Boden- und Tiefenwassers. - *Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen. Arbeits- und Ergebnisbericht 1989-1992*, Universität Bremen: 271-305.
- Gersonde, R. & Hempel, G. (1990): Die Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS "Polarstern" 1989. - *Ber. Polarforsch.*, **74**: 173 S.

- Gersonde, R. & Pätzold, J. (1992): Bericht über Teilprojekt B1: Paläotemperaturverteilung des Oberflächenwassers. - Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen. Arbeits- und Ergebnisbericht 1989-1992, Universität Bremen: 209-270.
- Gersonde, R. (1993): Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS "Polarstern" 1992. - Ber. Polarforsch., **131**: 167 S.
- Gersonde, R. (eingereicht): Die Expedition ANTARKTIS XI/2 mit FS "Polarstern" 1993/1994. - Ber. Polarforsch.
- Gersonde, R., Abelmann, A., Bohrmann, G., Frank, M., Heinemeier, J., Niebler, S. & Mangini, A. (1994): Southern high latitude paleoenvironmental evolution during the last deglaciation and the Holocene (atlantic sector). - Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, **52**: 51-52.
- Gingele, F. (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. - Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, **26**: 202 S.
- Gingele, F. & Dahmke, A. (1994): Discrete barite particles and barium as tracers of paleoproductivity in South Atlantic sediments. - *Paleoceanogr.*, **9** (1): 151-168.
- Goldberg, E.D. & Arrhenius, G. (1958): Chemistry of Pacific pelagic sediments. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **13**: 153-212.
- Gooday, A.J. & Nott, J.A. (1982): Intracellular barite crystals in two Xenophyophores, *Aschemonella ramuliformis* and *Galatheaemmina* sp. (protozoa: rhizopoda) with comments on the taxonomy of *A. ramuliformis*. - *J. Mar. Biol. Ass.*, **62**: 595-605.
- Gordon, A.L. (1978): Deep Antarctic convection west of Maud Rise. - *J. Phys. Oceanogr.*, **8**: 600-612.
- Gordon, A.L. & Molinelli, E.M. (1982): Southern Ocean atlas: Thermohaline chemical distributions and the atlas data set. - Columbia University Press; New York.
- Gordon, A.L. & Comiso, J.C. (1988): Polynjas im Südpolarmeer. - *Spektrum der Wissenschaft*, **8**: 92-99.
- Grobe, H., Mackensen, A., Hubberten, H.-W., Spiess, V. & Fütterer, D. (1990): Stable isotope record and late Quaternary sedimentation rates at the Antarctic continental margin. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.), *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C, Kluwer Academic Press, **308**: 539-572; Dordrecht, Netherlands.
- Heinrichs, S.M. & Reeburgh, W.S. (1987): Anaerobic mineralization of organic matter: Rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. - *Geomicrobiol. Journal*, **5**: 192-237.
- Heinrichs, H. & Herrmann, A.G. (1990): *Praktikum der Analytischen Geochemie*. - Springer-Verlag: 669 S.; Berlin, Heidelberg, New York.
- Heinrichs, H. (1990): Aufschlußverfahren in der Analytischen Geochemie (2). - *LaborPraxis*: 7-10.
- Hellmer, H.H., Bersch, M., Augstein, E. & Grabemann, I. (1985): The Southern Ocean: A survey of oceanographic and marine meteorological research work. - Ber. Polarforsch., **26**: 115 S.
- Hermelin, J.O.R. & Shimmield, G.B. (1990): The importance of the oxygen minimum zone and sediment geochemistry in the distribution of recent benthic foraminifera in the Northwest Indian Ocean. - *Marine Geology*, **91**: 1-29.
- Jacobs, S.S. & Georgi, D.T. (1977): Observations in the southwest Indian/Antarctic Ocean. - In: Angel, M.V. (ed.), *A Voyage of Discovery, Deep-Sea Res.*, **24**: 43-89.
- Jacques, G. (1983): Some ecophysical aspects of the Antarctic slope front. - *Polar. Biol.*, **2**: 27-33.
- Jumars, P.A., Altenbach, A.V., DeLange, G.J., Emerson, S.R., Hargrave, B.T., Müller, P.J., Prahl, F.G., Reimers, C.E., Steiger, T. & Suess, E. (1989): Transformation of seafloor arriving fluxes into the sedimentary record. - In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.), *Productivity of the oceans: Present and past*, J. Wiley & Sons Limited: 291-311; New York.
- Keir, R.S. (1990): Reconstructing the ocean carbon system variation during the last 150,000 years according to the antarctic nutrient hypothesis. - *Paleoceanogr.*, **5** (3): 253-276.

- Knox, F. & McElroy, B. (1984): Changes in atmospheric CO₂: Influence of the marine biota at high latitude. - J. Geophys. Res., **89**: 4629-4637.
- LaBrecque, J.L. (1986): Bathymetry, Northeast. - In: LaBrecque, J.L. (ed.), South Atlantic Ocean and adjacent Antarctic continental margin, Atlas 13., Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas Series: Marine Science International, sheet 3; Woods Hole, MA.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M. & Coffin, M.F. (1992): The development of paleoseaways around Antarctica. - In: Kennett, J.P. & Warnke, D.A. (eds.), The antarctic paleoenvironment: A perspective on global change, Antarctic Research Series, **56**: 7-30.
- Lea, D. & Boyle, E. (1989): Barium content of benthic foraminifera controlled by bottom-water composition. - Nature, **338**: 751-753.
- Lea, D.W., Shen, G.T. & Boyle, E.A. (1989): Coralline barium records temporal variability in equatorial Pacific upwelling. - Nature, **340**: 373-376.
- Lea, D.W. & Boyle, E.A. (1990): Foraminiferal reconstruction of barium distributions in water masses of the glacial oceans. - Paleoceanogr., **5**: 719-742.
- Lea, D.W. & Boyle, E.A. (1991): Barium in planktonic foraminifera. - Geochim. Cosmochim. Acta, **55**: 3321-3331.
- Ledford-Hoffman, P.A., DeMaster, D.J. & Nittrover, C.A. (1986): Biogenic-silica accumulation in the Ross Sea and the importance of Antarctic-continental-shelf deposits in the marine silica budgets. - Geochim. Cosmochim. Acta, **50**: 2099-2110.
- Li, Y.H., Ku, T.L., Mathieu, G.G. & Wolgemuth, K. (1973): Barium in the Antarctic Ocean and implications regarding the marine geochemistry of Ba and ²²⁶Ra. - Earth Planet. Sci. Lett., **19**: 352-358.
- Lisitzin, A.P. (1972): Sedimentation in the world oceans. - SEPM Spec. Publ., **17**: 1-218.
- Lutjeharms, J.R.E. & Valentine, H.R. (1984): Southern Ocean thermal fronts south of Africa. - Deep-Sea Res., **31**: 1461-1475.
- Lutjeharms, J.R.E. (1985): Location of frontal systems between Africa and Antarctic: Some preliminary results. - Deep-Sea Res., **32**: 1499-1509.
- Lutjeharms, J.R.E., Walters, N.M. & Allanson, B.R. (1985): Oceanic frontal systems and biological enhancement. - In: Siegfried, P.R., Condry, P.R. & Laws, R.M. (eds.), Antarctic nutrient cycles and food webs, Springer Verlag: 11-20; Berlin.
- Mackensen, A., Hubberten, H.-W., Bickert, T., Fischer, G. & Fütterer, D.K. (1993): The $\delta^{13}\text{C}$ in benthic foraminiferal tests of *Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager) relative to the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in southern ocean deep water: Implication for glacial ocean circulation models. - Paleoceanogr., **8** (5): 587-610.
- Mackensen, A., Grobe, H., Hubberten, H.-W. & Kuhn, G. (1994): Benthic foraminiferal assemblages and the $\delta^{13}\text{C}$ -signal in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Glacial-to-interglacial contrasts. - In: Zahn, R., Pedersen, T.F., Kaminski, M. & Labeyrie, L. (eds.), Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the ocean's role in global change, NATO ASI Series, I: Global Environmental Change, **17**: 105-144.
- Manheim, F.T., Hathaway, J.C., Flanagan, F.J. & Fletcher, J.D. (1976): Marine mud, MAG-1, from the Gulf of Maine. - In: Flanagan, F.J. (ed.), USGS Professional Paper 840: 25-28.
- Martin, J. & Knauer, G.A. (1973): The chemical composition of plankton. - Geochim. Cosmochim. Acta, **37**: S.1639.
- Martin, J.H., Knauer, G.A., Karl, D.M. & Broenkow, W.W. (1987): VERTEX: Carbon cycling in the northeast Pacific. - Deep-Sea Res., **34**: 267-285.
- Martin, J.H. (1990): Glacial-Interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. - Paleoceanogr., **5**: 1-13.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000 years chronostratigraphy. - Quat. Res., **27**: 1-27.
- McIntyre, A., Ruddiman, W.F., Karlin, K. & Mix, A.C. (1989): Surface water response of the equatorial Atlantic Ocean to orbital forcing. - Paleoceanogr., **4**: 19-55.
- Melles, M. (1991): Late Quaternary paleoglaciology and paleoceanography at the continental margin of the southern Weddell Sea, Antarctica. - Ber. Polarforsch., **81**: 190 S.
- Moran, S.B. & Moore, R.M. (1992): Kinetics of the removal of dissolved aluminium by diatoms in seawater: A comparison with thorium. - Geochim. Cosmochim. Acta, **56**: 3365-3374.

- Mortlock, R.A., Charles, C.D., Froelich, P.N., Zibello, M.A., Saltzman, J., Hays, J.D. & Burckle, L.H. (1991): Evidence for lower productivity in the Antarctic Ocean during the last glaciation. - *Nature*, **351**: 220-223.
- Murray, R.W., Leinen, M. & Isern, A.R. (1993): Biogenic flux of Al to sediment in the Central Equatorial Pacific Ocean: Evidence for increased productivity during glacial periods. - *Paleoceanogr.*, **8** (5): 651-670.
- Müller, P.J. (1992): Bericht über Teilprojekt A4: Produktivitätsänderungen im Spätquartär. - Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen. Arbeits- und Ergebnisbericht 1989-1992, Universität Bremen: 159-208.
- Olbers, D. (1989): Das Südpolarmeer: Züngeln an der Klima-Waage. - AGF Forschungsthemen, **2**: 20-22.
- Peterson, R.G. & Whitworth III, T. (1989): The Subantarctic and Polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic. - *J. Geophys. Res.*, **94** (C8): 10817-10838.
- Peterson, R.G. & Stramma, L. (1991): Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. - *Progr. Oceanogr.*, **26**: 1-73.
- Petschick, R. & Kuhn, G. (1994): Tonminerale im Antarktischen Ozean, Atlantischer Sektor, Herkunft, Ausbreitung und Faziesverteilung. - "Sedimentation in polaren Gewässern". DFG-Kolloquium im Schwerpunkt Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten: 94-97; Bremerhaven.
- Prahl, F., Muehlhausen, L. & Lyle, M. (1989): An organic geochemical assessment of oceanographic conditions at MANOP Site C over the past 26,000 years. - *Paleoceanogr.*, **4**: 495-510.
- Rau, G.H., Froelich, P.N., Takahashi, T. & Desmarais, D.J. (1991): Does sedimentary organic $\delta^{13}\text{C}$ record variations in Quaternary ocean $[\text{CO}_2(\text{aq})]$? - *Paleoceanogr.*, **6**: 335-347.
- Reid, J.L., Nowlin, W.D.J. & Patzert, W.C. (1977): On the characteristics and circulation of the southwestern Atlantic Ocean. - *J. Phys. Oceanogr.*, **7**: 62-91.
- Revelle, R., Bramlette, M., Arrhenius, G. & Goldberg, E.D. (1955): Pelagic sediments of the Pacific. - *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, **62**: 221-235.
- Riley, J.P. & Roth, I. (1971): The distribution of trace elements in some species of phytoplankton grown in culture. - *J. Mar. Biol. Assoc.*, **51**: 63.
- Rintoul, S.R. (1991): South Atlantic interbasin exchange. - *J. Geophys. Res.*, **96** (C2): 2675-2692.
- Rösler, H.J. & Lange, H. (1972): Geochemical tables. - 468 S.; Elsevier, New York.
- Royer, J.-Y., Gahagan, L.M., Lawver, L.A., Mayes, C.L., Nürnberg, D., Sandwell, D.T. & Scotese, C.R. (1991): A tectonic chart for the southern ocean derived from Geosat altimetry data. - In: St. John, B. (ed.), Antarctica as an exploration frontier - hydrocarbon potential, geology, and hazards, Amer. Assoc. Petrol. Geol., **31**: 89-99; Tulsa, Oklahoma.
- Sarmiento, J.L. & Toggweiler, J.R. (1984): A new model for the role of the oceans in determining atmospheric pCO_2 . - *Nature*, **308**: 621-624.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.-C. & Fontugne, M.R. (1988): Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on CO_2 reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. - *Paleoceanogr.*, **3** (3): 361-399.
- Schlüter, M. (1991): Organic carbon flux and oxygen penetration into sediments of the Weddell Sea: Indicators for regional differences in export production. - *Mar. Chem.*, **35**: 569-579.
- Schlüter, M., Rutgers van der Loeff, M.M. & Kuhn, G. (eingereicht): Distribution and recycling of biogenic silica in surface sediments of the Weddell Sea, Southern Atlantic. - *Deep-Sea Res.*
- Schmitz, B. (1987): Barium, equatorial high productivity, and the northward wandering of the Indian Continent. - *Paleoceanogr.*, **2** (1): 63-77.
- Shimmield, G.B., Price, N.B. & Pedersen, T.F. (1990): The influence of hydrography, bathymetry and productivity on sediment type and composition of the Oman Margin and in the Northwest Arabian Sea. - In: Roberts, A.H.F., Searle, M.P. & Ries, A.C. (eds.), The geology and tectonics of the Oman Region, Geol. Soc. Publ., **49**: 759-769.

- Shimmield, G.B. & Mowbray, S.R. (1991): The inorganic record of the Northwest Arabian Sea: A history of productivity variation over the last 400 k.y. from sites 722 and 724. - In: Prell, W.L., Niitsuma, N. et al. (eds.), Proceedings of the ODP, Scientific Results, Ocean Drilling Program, **117**: 409-429; College Station, Texas.
- Shimmield, G., Derrick, S., Mackensen, A., Grobe, H. & Pudsey, C. (1994): The history of barium, biogenic silica and organic carbon accumulation in the Weddell Sea and Antarctic Ocean over the last 150,000 years. - In: Zahn, R., Pedersen, T.F., Kaminski, M. & Labeyrie, L. (eds.), Carbon cycling in the glacial ocean: Constraints on the ocean's role in global change, NATO ASI Series, I: Global Environmental Change, **17**: 555-574.
- Siegenthaler, U. & Wenk, T. (1984): Rapid atmospheric CO₂ variations and ocean circulation. - Nature, **308**: 624-626.
- Sievers, H.A. & Emery, W.J. (1978): Variability of the Antarctic Polar Frontal Zone in Drake Passage - summer 1976-1977. - J. Geophys. Res., **83**: 3010-3022.
- Smellie, J.L. (1990a): D.3. Penguin Island. - In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (eds.), Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans. - Antarctic Research Series, Amer. Geophys. Union, **48**: 322-324; Washington D.C.
- Smellie, J.L. (1990b): D.1. Bridgeman Island. - In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (eds.), Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans. - Antarctic Research Series, Amer. Geophys. Union, **48**: 313-315; Washington D.C.
- Smellie, J.L. (1990c): D.4. Melville Peak, King George Island. - In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (eds.), Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans. - Antarctic Research Series, Amer. Geophys. Union, **48**: 325-326; Washington D.C.
- Smellie, J.L. (1990d): D.6. Northern Livingston and Greenwich Islands. - In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (eds.), Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans. - Antarctic Research Series, Amer. Geophys. Union, **48**: 331-333; Washington D.C.
- Smellie, J.L. (1990e): D.5. Kraków Peninsula, King George Island. - In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (eds.), Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans. - Antarctic Research Series, Amer. Geophys. Union, **48**: 327-330; Washington D.C.
- Smellie, J.L. (1990f): D.7. Brabant Island, Anvers Island, and Islands in Southern Bransfield Strait. - In: LeMasurier, W.E. & Thomson, J.W. (eds.), Volcanoes of the Antarctic plate and southern oceans. - Antarctic Research Series, Amer. Geophys. Union, **48**: 334-336; Washington D.C.
- Smith, S.G. (1989): On the Weddell-Scotia Confluence and the Scotia Front. - M.S.thesis, Texas A&M University, College Station: 85 S.
- Sommer, U. (1986): Nitrate and silicate competition among antarctic phytoplankton. - Mar. Biol., **91**: 345-351.
- Sommer, U. (1991): Comparative nutrient status and competitive interactions of two Antarctic diatoms (*Corethron criophilum* and *Thalassiosira antarctica*). - J. Plankton Res., **13**: 61-75.
- Stramma, L. (1989): The Brazil Current transport south of 23°S. - Deep-Sea Res., **36**: 639-646.
- Stramma, L. & Peterson, R.G. (1990): The South Atlantic Current. - J. Phys. Oceanogr., **20**: 846-859.
- Stroobants, N., Dehairs, F., Goeyens, L., Vanderheijden, N. & Van Grieken, R. (1991): Barite formation in the Southern Ocean water column. - Mar. Chem., **35**: 411-421.
- Suess, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. - Nature, **288**: 260-263.
- Sundquist, E.T. & Broecker, W.S. (1985): The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to Present. - Geophys. Monogr., **32**: 627 S.
- Taylor, S.R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. - Geochim. Cosmochim. Acta, **28**: 1273-1285.
- Tchernia, P. (1980): Descriptive regional oceanography. - Pergamon Marine Series, Pergamon Press, **3**: 253 S.; Oxford.
- Tendal, O.S. (1972): A monograph of the *Xenophyophoria* (Rhizopoda, Protozoa). - Galathea Resp., **12**.

- Torres, M., Brumsack, H., Bohrmann, G. & Emeis, K.C. (eingereicht): Barite fronts in continental margins: A new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of "heavy" barites in authigenic fronts. - *Geology*.
- Tréguer, P., Kamatani, A., Gueneley, S. & Quéguiner, B. (1989): Kinetics of dissolution of antarctic diatom frustules and the biogeochemical cycle of silicon in the Southern Ocean. - *Polar Biol.*, **9**: 397-403.
- Tréguer, P. & Van Bennekom, A.J. (1991): The annual production of biogenic silica in the Antarctic Ocean. - *Mar. Chem.*, **35**: 477-487.
- Turekian, K.K. & Johnson, D.G. (1966): The barium distribution in sea water. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**: 1153-117.
- Van Andel, T.H., Heath, G.R. & Moore, T.C. (1975): Cenozoic tectonics, sedimentation and paleo-oceanography of the central equatorial Pacific. - *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **143**: 134 S.
- Van Bennekom, A.J., Berger, G.W., Van der Gaast, S.J. & De Vries, R.T.P. (1988): Primary productivity and the silica cycle in the southern ocean (Atlantic Sector). - *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, **67**: 19-30.
- Von Breymann, M.T., Emeis, K.-C. & Camerlenghi, A. (1990): Geochemistry of sediments from the Peru upwelling area: Results from ODP Sites 680, 682, 685 and 688. - In: Suess, E., Von Huene, R. et al. (eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results, Ocean Drilling Program*, **112**: 491-503; College Station, Texas.
- Von Breymann, M.T., Emeis, K.C. & Suess, E. (1992): Water depth and diagenetic constraints on the use of barium as a palaeoproductivity indicator. - In: Summerhayes, C.P., Prell, W.L. & Emeis, K.C. (eds.), *Upwelling systems: Evolution since the early Miocene*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **64**: 273-284.
- Walsh, I., Dymond, J. & Collier, R. (1988): Rates of recycling of biogenic components of settling particles in the ocean derived from sediment trap experiments. - *Deep-Sea Res.*, **35**: (1): 43-58.
- Wedepohl, K.H. (1991): The composition of the upper earth's crust in the natural cycles of selected metals. - *Metals in natural raw materials*. - In: Merian, E. (ed.), *Metals and their compounds in the environment*, VCH Verlagsgesellschaft; Weinheim.
- Wefer, G., Suess, E., Balzer, W., Liebezeit, G., Müller, P.J., Ungerer, C.A. & Zenk, W. (1982): Fluxes of biogenic components from sediment trap deployment in circumpolar waters of the Drake Passage. - *Nature*, **299**: (5879): 145-147.
- Wefer, G., Fischer, G., Fütterer, D. & Gersonde, R. (1988): Seasonal particle flux in the Bransfield Strait, Antarctica. - *Deep-Sea Res.*, **35**: 891-898.
- Wefer, G., Fischer, G., Fütterer, D., Gersonde, R., Honjo, S. & Ostermann, D. (1990): Particle sedimentation and productivity in antarctic waters of the Atlantic Sector. - In: Bleil, U. & Thiede, J. (eds.), *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers: 363-379; Dordrecht, Netherlands.
- Wefer, G. & Fischer, G. (1991): Annual primary production and export flux in the Southern Ocean from sediment trap data. - *Mar. Chem.*, **35**: 597-613.
- Whitworth III, T. & Nowlin Jr., W.D. (1987): Water masses and currents of the Southern Ocean at the Greenwich Meridian. - *J. Geophys. Res.*, **92** (C6): 6462-6476.
- Wolgemuth, K. & Broecker, W.S. (1970): Barium in seawater. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **8**: 372-378.
- Zielinski, U. (1993): Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen. - *Ber. Polarforsch.*, **126**: 148 S.

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1: Übersichtskarte des südlichen Südatlantiks. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991). Das Untersuchungsgebiet ist grau unterlegt.
- Abb. 2: Bathymetrische Karte des südlichen Südatlantiks. Karte zusammengestellt von R. PETSCHIK unter Benutzung der GEBCO Tiefenlinien.
- Abb. 3: Plattengrenzen und relative Bewegungsrichtungen der Platten (Pfeile) im westlichen Südatlantik nach LAWVER et al. (1992).
- Abb. 4: Vertikales Temperaturprofil (°C) vom Januar 1984. Das Profil erstreckt sich im südlichen Südatlantik entlang des Greenwich Meridians von der Subtropischen Front im Norden über den Antarktischen Zirkumpolarstrom und den Weddellwirbel bis zum Schelfeis des Antarktischen Kontinentes (aus WHITWORTH & NOWLIN 1987). Zur Nomenklatur der ozeanographischen Fronten siehe Tab. 1.
- Abb. 5: Temperaturen und Nährstoffgehalte im Oberflächenwasser (gemessen zwischen dem 18.3.1986 und 13.4.1986) auf einem NW-SE-Schnitt bei ca. 14°E - 4°E über die ozeanographischen Fronten des Antarktischen Zirkumpolarstromes (nach VAN BENNEKOM et al. 1988). Der Bereich der Polarfrontzone, in dem die größten Änderungen zu beobachten sind, ist grau unterlegt. Zur Nomenklatur der ozeanographischen Fronten und Zonen siehe Tab. 1.
- Abb. 6: Schematische Darstellung der vertikalen Wassermassenverteilung und ihrer Charakteristika im südlichen Südatlantik auf einem N-S-Schnitt westlich des Mittelatlantischen Rückens nach PETERSON & WHITWORTH (1989). Zur Nomenklatur der ozeanographischen Fronten und Zonen siehe Tab. 1; Wassermassen siehe Tab. 2.
- Abb. 7: Temperatur/Salinitäts-Diagramm von zwei ausgewählten Stationen aus der Subantarktischen Zone (—; PS1750, PS1751) und zwei Stationen aus der Antarktischen Zone (—; PS1760, PS1768) auf einem NW-SE-Schnitt über die ozeanographischen Fronten bei ca. 12°E - 4°E. Daten nach MACKENSEN et al. (1993). Zur Nomenklatur der Wassermassen siehe Tab. 2.
- Abb. 8: Sommer- und Wintermeereisverbreitung im Südatlantik nach SEA ICE CLIMATIC ATLAS (1985). Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).
- Abb. 9: Stationen, an denen Meerwasserproben untersucht wurden. Oberflächenströmungen nach PETERSON & STRAMMA (1991).
- Abb. 10: Stationskarte der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Sinkstofffallen und Sedimentkerne (westliches und östliches Profil). Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).
- Abb. 11: Lokationen der Oberflächensedimentproben. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).
- Abb. 12: Lithologischer Aufbau der Sedimentkerne des westlichen Profils (C-C'). Zur Definition der Sedimentkernbeschreibung siehe GERSONDE (1993).
- Abb. 13: Lithologischer Aufbau der Sedimentkerne des östlichen Profils (D-D'). Zur Definition der Sedimentkernbeschreibung siehe GERSONDE & HEMPEL (1990) und BATHMANN et al. (1992).
- Abb. 14: Alters/Tiefen-Modelle der bearbeiteten Sedimentkerne des östlichen Profils. Die Kurvenverläufe verdeutlichen die Änderung der linearen Sedimentationsraten in den Sedimentkernen. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).
- Abb. 15: Schematische Darstellung der Probenaufbereitung und -bearbeitung.
- Abb. 16: Bariumanalyse im Meerwasser mittels Graphitrohrföfen-AAS. Dargestellt sind das Meßsignal und der Hintergrund integriert über 6 Sekunden. Die Absorption (Abs.) wurde über die Peakfläche ermittelt. a) zeigt das Meßsignal ohne Zusatz von Modifier zur Probe. Es ist ein deutlicher Doppelpeak zu erkennen. Bei b) wurde zur Probe eine Calciumchloridlösung (CaCl₂) als Modifier zugegeben, wodurch die Form des Meßsignals optimiert wurde.

- Abb. 17: Messung des Bariumstandards (20 µg/l) mittels Graphitrohfen-AAS. Dargestellt sind das Meßsignal und der Hintergrund integriert über 6 Sekunden. Die Absorption (Abs.) wurde über die Peakfläche ermittelt. Bei a) erfolgte die Messung bei einem Lampenstrom von 25 mA. Ein zackeliges Aussehen des Meßsignals ist die Folge. Eine deutliche Glättung des Signals wurde bei einem Lampenstrom von 50 mA erzielt (b).
- Abb. 18: Optimierung der Atomisierungstemperatur an der Graphitrohfen-AAS für das Element Barium. Dargestellt ist die Temperatur gegen die Absorption, welche über die Peakfläche berechnet wurde. Bei 2425 °C sind die Absorptionen von Peakfläche und Peakhöhe unter Einbeziehung der Form des Meßsignals optimal.
- Abb. 19: Eichgeraden zur Bariumbestimmung mittels Graphitrohfen-AAS an Meerwasserproben des Profils A und B.
- Abb. 20: Reproduzierbarkeit der Bariumanalysen mittels Graphitrohfen-AAS anhand von Wiederholungsmessungen derselben Probe. Die Diagonale repräsentiert Messungen, die zu 100 % übereinstimmen.
- Abb. 21: Reproduzierbarkeit der Barium- und Aluminiumanalysen mittels Atomemissionsspektrometer (ICP-AES) anhand von Wiederholungsmessungen derselben Probe. Die Diagonale repräsentiert Messungen, die zu 100 % übereinstimmen.
- Abb. 22: Vergleich von Barium- und Aluminiumanalysen, die zum einen über das Aufschlußverfahren mit anschließender Messung am Atomemissionsspektrometer (ICP-AES) und zum anderen mittels der Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelt worden sind. Die Diagonale repräsentiert Barium- bzw. Aluminiumgehalte, die bei beiden Analysenmethoden zum selben Ergebnis führen.
- Abb. 23: Überprüfung des Aufschlußverfahrens anhand von Doppelbestimmungen. Die Diagonale repräsentiert Barium- bzw. Aluminiumgehalte, die mittels Atomemissionsspektrometer (ICP-AES) analysiert wurden und zu 100 % übereinstimmen.
- Abb. 24: Konzentrationen gelösten Bariums in der Wassersäule für die Stationen der Profile A und B im westlichen Sektor des Südatlantiks.
- Abb. 25: Lage der ozeanographischen Fronten im westlichen Sektor des Südatlantiks nach PETERSON & STRAMMA (1991) sowie Abweichungen vom Verlauf der ozeanographischen Fronten, wie sie während der Polarsternexpeditionen ANT-X/5 und ANT-XI/2 gefunden wurden.
- Abb. 26: Nährstoff- und Bariumverteilung im Oberflächenwasser (0-100 m) entlang der Profile A und B. Nährstoffdaten von PETERSON (pers. Mtg.) für Profil A und von MAJOOR (pers. Mtg.) für Profil B. Der Bereich der Polarfrontzone ist grau unterlegt. SAF = Subantarktische Front; PF = Polarfront.
- Abb. 27: Vertikale Verteilung der untersuchten Wassermassenparameter in Isoliniendarstellung entlang der Profillinie A. Temperatur-, Salinitäts- und Silikatdaten von PETERSON (pers. Mtg.). In der Isoliniendarstellung der Bariumkonzentrationen ist außerdem die Verbreitung der Wassermassen eingetragen, wie sie sich aus der Temperatur- und Salinitätsverteilung zum Zeitpunkt der Beprobung (August 1992 bis September 1992) ergab. Bezeichnungen der Wassermassen siehe Tab. 2 in Kap. 2.3.2. SAF = Subantarktische Front; PF = Polarfront, ACC-WGB = ACC-Weddellwirbel-Grenze.
- Abb. 28: Vertikale Verteilung der untersuchten Wassermassenparameter in Isoliniendarstellung entlang der Profillinie B. Temperatur- und Salinitätsdaten nach GERSONDE (eingereicht). Silikatdaten von MAJOOR (pers. Mtg.). In der Isoliniendarstellung der Bariumkonzentrationen ist außerdem die Verbreitung der Wassermassen eingetragen, wie sie sich aus der Temperatur- und Salinitätsverteilung zum Zeitpunkt der Beprobung (November 1993 bis Januar 1994) ergab. Bezeichnungen der Wassermassen siehe Tab. 2 in Kap. 2.3.2. SAF = Subantarktische Front; PF = Polarfront; ACC-WGB = ACC-Weddellwirbel-Grenze.
- Abb. 29: Silikat- und Bariumkonzentrationen in der Wassersäule von zwei ausgewählten Stationen aus der Polarfrontzone (PS2502) und Antarktischen Zone (PS2509) des Profils B. Gelöstes Silikat ist im Oberflächenwasser stärker abgereichert als gelöstes Barium. Silikatdaten nach MAJOOR (pers. Mtg.).

- Abb. 30: Bariumkonzentrationen aufgetragen gegen die potentielle Temperatur für das Oberflächenwasser auf Profil A. Durch Mischung von Antarktischem Oberflächenwasser (AASW) mit Subantarktischem Oberflächenwasser (SASW) entsteht Antarktisches Zwischenwasser (AAIW).
- Abb. 31: Bariumkonzentrationen aufgetragen gegen die Salinität für Station PS2495 (Profil B). Das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) enthält niedrigere Bariumkonzentrationen als das umgebende Zirkumpolare Tiefenwasser (CDW). AAIW = Antarktisches Zwischenwasser
- Abb. 32: Bariumkonzentrationen aufgetragen gegen die potentielle Temperatur ab 500 m Wassertiefe für die Stationen PS2269 und PS2283 (Profil A). Das Weddellmeer Bodenwasser (WSBW) enthält niedrigere Bariumkonzentrationen als das darüberströmende Weddellmeer Tiefenwasser (WSDW).
- Abb. 33: Gesamtfluß sowie Barium- und Aluminiumflüsse in den Sinkstoffallen von a) KG1-KG3 (1983-1986, Bransfield-Straße), b) PF3 (1989-1990, Polarfront) und c) WS2-WS3 (1987-1989, Maud-Rücken). n.d. = nicht bearbeitet. Neben den Bariumgesamtflüssen sind die Flüsse biogenen und terrigenen Bariums dargestellt. Als detritischer Korrekturfaktor wurde 0,0021 für die Proben der Bransfield-Straße und 0,0067 für die Proben der Polarfront und des Maud-Rückens verwendet.
- Abb. 34: Gesamtbariumgehalte der Oberflächensedimente des südlichen Südatlantiks. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).
- Abb. 35: Aluminiumgehalte der Oberflächensedimente des südlichen Südatlantiks. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).
- Abb. 36: Biogenes Barium in den Oberflächensedimenten des südlichen Südatlantiks. Oberflächenströmungen nach HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) und PETERSON & STRAMMA (1991).
- Abb. 37: C_{org} -Fluß in der oberen und unteren Sinkstoffalle der Bransfield-Straße (KG1) und B_{bio} -, Opal- und Karbonat-Fluß in der oberen und unteren Sinkstoffalle der Polarfront (PF3). Es wurden nur die Proben betrachtet, bei denen im gleichen Zeitraum sowohl in der oberen als auch in der unteren Sinkstoffalle Sinkstoffe aufgefangen wurden. Daher sind die Flüsse in der Bransfield-Straße für einen Zeitraum von 303 Tagen (31.12.1983-25.11.1984) und an der Polarfront für einen Zeitraum von 126 Tagen (10.11.1989-16.03.1990) dargestellt. C_{org} -, Opal- und Karbonatdaten nach WEFER & FISCHER (1988), FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtlg. 1994).
- Abb. 38: Darstellung des B_{bio} -Flusses aufgetragen gegen den Opal-Fluß in den Sinkstoffallen (KG1-KG3: Bransfield-Straße, WS3: Maud-Rücken, PF3: Polarfront) des südlichen Südatlantiks. Zum besseren Vergleich werden nur die Proben der oberen Fallen mit einer Tiefe von 360-693 m gezeigt. Opaldaten nach WEFER & FISCHER (1988), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtlg. 1994).
- Abb. 39: Biogenes Barium und Akkumulationsraten biogenen Bariums im Oberflächensediment auf einem N-S-Schnitt über die ozeanographischen Fronten im östlichen Südatlantik. Stratigraphische Daten nach Ergebnissen von ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN, MACKENSEN, NIEBLER und OTT (unpubl. Daten in MÜLLER 1992).
- Abb. 40: Opalakkumulationsraten im Oberflächensediment auf einem N-S-Schnitt über die ozeanographischen Fronten im östlichen Südatlantik. Stratigraphische Daten nach Ergebnissen von ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN, MACKENSEN, NIEBLER und OTT (unpubl. Daten in MÜLLER 1992).
- Abb. 41: Konzentrationen von biogenem Barium, C_{org} und Karbonat im Oberflächensediment auf drei Profilen, die sich vom antarktischen Schelf über den Kontinentalhang bis ins Weddellbecken erstrecken. Während das biogene Barium mit zunehmender Wassertiefe ansteigt, zeigen die C_{org} - und Karbonatkonzentrationen im Sediment keine Abhängigkeit mit der Wassertiefe. C_{org} - und Karbonatdaten nach KUHN (pers. Mtlg.).

- Abb. 42: Das C_{org}/B_{bio} -Verhältnis in den Sinkstoffen der Bransfield-Straße (KG1) in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Es wurden nur Proben verwendet, von denen sowohl B_{bio} -Flüsse als auch C_{org} -Flüsse vorlagen, was für einen Zeitraum von 60 Tagen (31.12.1983-29.02.1984) zutraf. Mit diesen Daten wurde das C_{org}/B_{bio} -Verhältnis für die obere und untere Sinkstoffalle bestimmt. C_{org} -Daten nach FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtg.).
- Abb. 43: Das C_{org}/B_{bio} -Verhältnis mit zunehmender Wassertiefe in den Sinkstoffen des Südatlantiks. Die Kreuze zeigen Stationen, die nach FRANCOIS et al. (im Druck) am geringsten durch einen Eintrag detritischen C_{org} 's und/oder Barytlösung beeinflusst sind. Dieses optimale C_{org}/B_{bio} -Verhältnis läßt sich durch eine Potenzfunktion beschreiben: ($C_{org}/B_{bio} = 4787 z^{-0,616}$). z = Tiefe (m).
- Abb. 44: Aluminium-Fluß zur unteren Falle in der Bransfield-Straße (KG1) und an der Polarfront (PF3). Aufgrund der saisonal sehr unterschiedlichen Partikel-sedimentation während eines Jahres wurden die Aluminium-Flüsse in der Bransfield-Straße für einen Zeitraum von 60 Tagen (31.12.1983-29.02.1984) und an der Polarfront für einen Zeitraum von 126 Tagen (10.11.1989-16.03.1990) betrachtet. Während diese Zeiträume wurden sowohl in der oberen Sinkstoffalle als auch in der unteren Falle Sinkstoffe aufgefangen.
- Abb. 45: Schematische Darstellung zur Entwicklung einer diagenetisch gebildeten Barytfront in anoxischen Sedimenten aus VON BREYMANN et al. (1992). Gelöstes Barium steigt innerhalb des an Sulfat abgereicherten Sedimentabschnittes auf und bildet mit Sulfat, welches diffusiv in die sulfatabgereicherte Zone eindringt, authigenen Baryt.
- Abb. 46: Barium- und Sulfatgehalte in den Porenwässern der Sedimentkerne PS2269 und PS2283 im westlichen Südatlantik. Der Bariumgehalt des Bodenwassers (Pfeil) und der entsprechenden tiefsten CTD-Station ist ebenfalls eingezeichnet. Der Sättigungsbereich für Baryt ist nach CHURCH & WOLGEMUTH (1972) grau unterlegt.
- Abb. 47: Barium- und Aluminiumgehalte sowie das Ba/Al-Verhältnis in den Sedimentkernen des westlichen Profils. Legende der Lithologie siehe Abb. 48.
- Abb. 48: Barium- und Aluminiumgehalte sowie das Ba/Al-Verhältnis in den Sedimentkernen des östlichen Profils. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten). Nomenklatur der Lithologien siehe GERSONDE (1993).
- Abb. 49: Gesamtakkumulationsraten in den Kernen des östlichen Profils bis einschließlich Isotopenstadium 6. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).
- Abb. 50: Akkumulationsraten von biogenem Barium in den Kernen des östlichen Profils bis einschließlich Isotopenstadium 6. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).
- Abb. 51: Darstellung von biogenem Barium bzw. von den Akkumulationsraten biogenen Bariums gegen das Ba/Al-Verhältnis für die Sedimentkerne PS1772-8, PS1768-8, PS2262-8 und PS2283-7. Stratigraphie der Kerne PS1772-8 und PS1768-8 nach FRANK et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).
- Abb. 52: Darstellung der Akkumulationsraten biogenen Bariums im Kern PS1768-8 gegen Bariumakkumulationsraten, die nur in Sedimentabschnitten, in denen der Aluminiumgehalt $> 2\%$ ist, mit einem detritischen Korrekturfaktor von 0,0067 korrigiert wurden. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).
- Abb. 53: Darstellung der Akkumulationsraten von biogenem Barium gegen Opal- bzw. Karbonatakkumulationsraten im Sedimentkern PS2082-1. Opaldaten nach BOHRMANN (pers. Mtg.); Karbonatdaten nach KUHN (pers. Mtg.); Stratigraphie nach MACKENSEN et al. (1994).

- Abb. 54: Opalakkumulationsraten in den Kernen des östlichen Profils bis einschließlich Isotopenstadium 6. Opalraten nach BOHRMANN (pers. Mtg.); Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).
- Abb. 55: Vergleich der Exportproduktivitäten, welche mittels des B_{bio} -Flusses und mittels des C_{org} -Flusses nach der Gleichung von SARNTHEIN et al. (1988) für den Sedimentkern PS2082-1 ermittelt wurden. C_{org} -Daten nach KUHN (pers. Mtg.); Stratigraphie nach MACKENSEN et al. (1994).
- Abb. 56: Exportproduktivitäten in den Kernen des östlichen Profils bis einschließlich Isotopenstadium 6, welche mittels des B_{bio} -Flusses ermittelt wurden. Stratigraphie nach FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) und ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. Daten).
- Abb. 57: Schematisierte Darstellung der Entwicklung des Antarktischen Zirkumpolarstromes im östlichen Südatlantik während der letzten 190.000 Jahre.

Tabellenverzeichnis

- Tab. 1: Ozeanographische Zonen und Fronten im Bereich des südlichen Südatlantiks mit entsprechenden Temperatur- und Salinitätsgradienten im Oberflächenwasser nach ALLANSON et al. (1982), LUTJEHARMS & VALENTINE (1984) und LUTJEHARMS (1985).
- Tab. 2: Potentielle Temperatur- und Salinitätsbereiche für die Wassermassen des Südatlantiks. Daten nach CARMACK (1974), GORDON (1974), CARMACK (1977), CARMACK & FOSTER (1977), JACOBS & GEORGI (1977), GORDON (1978), TCHERNIA (1980) und GORDON & MOLLINELLI (1982).
- Tab. 3: Gelöstes Barium in nmol/kg für die verschiedenen Wassermassen auf den Profilen A und B. Bezeichnungen der Wassermassen siehe Tab. 2 in Kap. 2.3.2.
- Tab. 4: Durchschnittliche Akkumulationsraten (biogenes Barium, Opal, Karbonat, C_{org}) sowie das Ba/Al-Verhältnis für verschiedene Regionen des Südatlantiks. Opalraten nach BOHRMANN (unpubl. Daten) und SCHLÜTER et al. (eingereicht); Karbonat- und C_{org} -Daten nach KUHN (pers. Mtg.) und SCHLÜTER et al. (eingereicht). Trockenraumdichte = $0,5 \text{ g/cm}^3$; $k_a = 1000 \text{ Jahre}$; ACC-WGB = ACC-Weddellwirbel-Grenze.
- Tab. 5: Das gemessene und aus Gleichung (10) berechnete C_{org}/B_{bio} -Verhältnis für die Sinkstofffallen des Südatlantiks, sowie der refraktäre C_{org} -Anteil in %, der mittels des gemessenen und nach Gleichung (10) berechneten C_{org}/B_{bio} -Verhältnisses ermittelt wurde. Es wurden nur die Proben verwendet, von denen sowohl B_{bio} -Flüsse (F_{Bbio}) als auch C_{org} -Flüsse (F_{Corg}) vorlagen. Die Einheit in Tagen (s. Spalte 3) wurde als Jahresfluß interpretiert. C_{org} -Fluß nach FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) und FISCHER (pers. Mtg. 1994).
- Tab. 6: Exportproduktivitäten, welche über den B_{bio} -Fluß für verschiedene Sinkstoffallen des Südatlantiks ermittelt wurden. Es wurde jede Probe einer Sinkstoffalle berücksichtigt und die erhaltene Rate in Tagen (s. Spalte 3) als Jahresfluß interpretiert.
- Tab. 7: Vergleich von Exportproduktivitäten (P_{neu}), welche über zwei verschiedene Gleichungen berechnet worden sind. B_{bio} -Fluß (F_{Ba}) in $\mu\text{g/cm}^2/\text{a}$; P_{neu} in $\text{gC/m}^2/\text{a}$.
- Tab. 8: Primärproduktion für verschiedene Regionen des Südatlantiks, welche mittels des B_{bio} -Flusses, des C_{org} -Flusses (WEFER & FISCHER 1991) und des Si-Flusses (TRÉGUER & VAN BENNEKOM 1991) berechnet wurden.
- Tab. 9: Akkumulationsraten von biogenem Barium in $\text{g/cm}^2/\text{ka}$ ($k_a = 1000 \text{ Jahre}$) für ausgewählte Zeitabschnitte im Bereich des östlichen Südatlantiks.
- Tab. 10: Gemittelte Exportproduktivitäten ($P_{neu-Bbio}$) in $\text{gC/m}^2/\text{a}$ für verschiedene Zeitscheiben im Bereich des östlichen Südatlantiks. $k_a = 1000 \text{ Jahre}$.

Figure captions

- Fig. 1: Overview of the southern South Atlantic. Surface water currents are schematically indicated according to HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987) and PETERSON & STRAMMA (1991). The area of investigation is shaded.
- Fig. 2: Bathymetric chart of the southern South Atlantic (drawn by R. PETSCHIK). Isobaths according to GEBCO.
- Fig. 3: Plate boundaries and directions of plate motion (arrows) in the South Atlantic area according to LAWVER et al. (1992).
- Fig. 4: Vertical temperature profile (°C) from January 1984 in the South Atlantic along the Greenwich meridian. The profile extends from the Subtropical Front in the north across the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre southward to the shelf ice of Antarctica (from WHITWORTH & NOWLIN 1987). Tab. 1 provides the abbreviations of the oceanographic fronts.
- Fig. 5: Temperatures and nutrient concentrations in surface waters (March 18, 1986 to April 13, 1986) along a NE-SW-trending transect from ca. 14 °E - 4 °E crossing the oceanographic fronts of the Antarctic Circumpolar Current (after VAN BENNEKOM et al. 1988). The Polar Frontal Zone characterized by most drastic changes, is shaded. Tab. 1 provides the abbreviations of the oceanographic fronts.
- Fig. 6: Vertical distribution pattern of water masses and their properties in the southern South Atlantic along a N-S-trending transect west of the mid-ocean ridge (after PETERSON & WHITWORTH 1989). Tab. 1 provides the nomenclature for the oceanographic fronts and zones; Tab. 2 gives the abbreviations of water masses.
- Fig. 7: Diagrams of temperature and salinity for two stations from the Subantarctic Front (—; PS1750, PS1751), and for two stations from the Antarctic Zone (—; PS1760, PS1768). The profiles are located along a NE-SW-trending transect across the oceanographic fronts from 12 °E to 0 °E. Tab. 2 gives the abbreviations for water masses.
- Fig. 8: Sea ice distribution during summer and winter in the South Atlantic according to the SEA ICE CLIMATIC ATLAS (1985). Surface currents according to Hellmer (1985), Whitworth & Nowlin (1987), and Peterson & Stramma (1991).
- Fig. 9: Chart showing water sampling sites. Surface currents according to PETERSON & STRAMMA (1991).
- Fig. 10: Chart showing sites of studied sediment traps and sediment cores (western and eastern transect). Surface currents according to HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987), and PETERSON & STRAMMA (1991).
- Fig. 11: Chart showing sampling sites of surface sediments. Surface currents according to HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987), and PETERSON & STRAMMA (1991).
- Fig. 12: Main lithologies of sediment cores from the eastern transect. Nomenclature of lithologies see GERSONDE (1993).
- Fig. 13: Main lithologies of sediment cores from the western transect. Nomenclature of lithologies see GERSONDE & HEMPEL (1990) and BATHMANN et al. (1992).
- Fig. 14: Age/depth models of sediment cores from the eastern transect. The curves indicate changes in linear sedimentation rates. Stratigraphy according to FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994), and ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl. data).
- Fig. 15: Schematic diagram showing sampling procedures and processing of sediments.
- Fig. 16: Barium analysis in sea water by Graphite Furnace AAS. The element signal and the background integrated over 6 seconds are presented. The absorption (Abs.) was calculated from the peak area. a) Element signal without the addition of modifier to the sample resulting in a pronounced double peak. b) A calcium chloride solution (CaCl₂) as modifier was injected to the sample optimizing the element signal.
- Fig. 17: Measurement of the barium standard (20 µg/l) by Graphite Furnace AAS. The element signal and the background integrated over 6 seconds are presented. The absorption (Abs.) was calculated from the peak area. a) Measurement at 25 mA lamp current, resulting in a somewhat scalloped element signal. b) A clear smoothening of the element signal is achieved at a lamp current of 50 mA.

- Fig. 18: Optimizing the Graphite Furnace AAS atomization temperature for barium. Temperature is plotted versus absorption, which was calculated from the peak area. At 2425 °C, absorptions of peak area and peak height are optimal under consideration of the form of the element signal.
- Fig. 19: Lines of gauging for the Graphite Furnace AAS-analysis of barium in sea water from transects A and B.
- Fig. 20: The reproducibility of the barium analyses performed by Graphite Furnace AAS is tested by replicate analyses. A definite correlation should result in an alignment along the diagonal.
- Fig. 21: The reproducibility of the barium and aluminium analyses performed by Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES) is tested by replicate analyses. A definite correlation should result in an alignment along the diagonal.
- Fig. 22: Comparative analyses of barium and aluminium, which were derived by i) acid digests and ICP-AES analyses and ii) x-ray fluorescence. Barium and aluminium concentrations being similar with both methods line up along the diagonal.
- Fig. 23: The extraction procedure was tested by running duplicates. Duplicate barium and aluminium concentrations derived by ICP-AES lining up along the diagonal, correspond to 100 %.
- Fig. 24: Dissolved barium concentrations in sea water from transects A and B from the western sector of the South Atlantic.
- Fig. 25: Oceanographic fronts in the western sector of the South Atlantic according to PETERSON & STRAMMA (1991). Deviations as observed during Polarstern cruises ANT-X/5 and ANT-XI/2 are indicated.
- Fig. 26: Distribution of nutrients and barium in surface waters along profiles A and B. Nutrient data are from R. PETERSON (pers. com. 1994) for Transect A and from B. MAJOOR (pers. com. 1994) for Transect B. The Polar Frontal Zone is shaded. SAF = Subantarctic Front; PF = Polar Front.
- Fig. 27: Vertical distribution of water mass properties along Transect A. Temperature, salinity and silicate data from R. PETERSON (pers. com. 1994). The barium plot also contains the appearance of water masses during the time of sampling as inferred from salinity and temperature data (August 1992 to September 1992). Tab. 2 in chapter 2.3.2 gives the nomenclature for water masses. SAF = Subantarctic Front; PF = Polar Front; ACC-WGB = ACC-Weddell Gyre Boundary.
- Fig. 28: Vertical distribution of water mass properties along Transect B. Temperature, salinity and silicate data from GERSONDE et al. (1994). Silicate data by B. MAJOOR (pers. com. 1994). The barium plot also illustrates the appearance of water masses during time of sampling as inferred from salinity and temperature data (November 1993 to January 1994). Tab. 2 in chapter 2.3.2 gives the abbreviations of water masses. SAF = Subantarctic Front; PF = Polar Front; ACC-WGB = ACC-Weddell Gyre Boundary.
- Fig. 29: Silicate and barium concentrations in sea water from selected stations from the Polar Frontal Zone (PS2502) and the Antarctic Zone (PS2509) along Transect B. Dissolved silicate in surface water is more depleted than dissolved barium. Silicate data from B. MAJOOR (pers. com. 1994).
- Fig. 30: Barium concentrations versus potential temperatures for the surface waters of Transect A. Antarctic Intermediate Water (AAIW) is generated by mixing of Antarctic Surface Water (AASW) and Subantarctic Surface Water (SASW).
- Fig. 31: Barium concentrations versus salinity for station PS2495 (Profile B). North Atlantic Deep Water (NADW) exhibits lower barium concentrations than the surrounding Circumpolar Deep Water (CDW). AAIW = Antarctic Intermediate Water.
- Fig. 32: Barium concentrations versus potential temperatures below 500 m water depth for stations PS2269 and PS2283 (Transect A). Weddell Sea Bottom Water (WSBW) contains lower barium concentrations than the Weddell Sea Deep Water (WSDW).
- Fig. 33: Total flux, barium and aluminium fluxes in sediment traps: a) KG1-KG3 (1983-1986, Bransfield-Strait), b) PF3 (1989-1990, Polar Front) and c) WS2-WS3 (1987-1989, Maud-Rise). n.d. = not data. Fluxes of biogenic and terrigenous barium are also presented. The detrital correction is 0.0021 for samples from Bransfield Strait, and 0.0067 for samples from the Polar Front and from Maud Rise.

- Fig. 34: Total barium concentrations in surface samples from the southern South Atlantic. Surface currents according to HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987), and PETERSON & STRAMMA (1991).
- Fig. 35: Total aluminium concentrations in surface samples from the southern South Atlantic. Surface currents according to HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987), and PETERSON & STRAMMA (1991).
- Fig. 36: Concentrations of biogenic barium in surface samples from the southern South Atlantic. Surface currents according to HELLMER (1985), WHITWORTH & NOWLIN (1987), and PETERSON & STRAMMA (1991).
- Fig. 37: C_{org} flux in the upper and lower sediment traps from Bransfield Strait (KG1) and biogenic barium, opal and carbonate fluxes in the upper and lower sediment traps from the Polar Front (PF3). Only those samples were considered, which for the same time period have particulate matter in both the upper and the lower sediment traps. Fluxes were calculated for a period of 303 days (31.12.1983-25.11.1984) in the Bransfield Strait, and for 126 days (10.11.1989-16.03.1990) in the Polar Front area. C_{org} , opal, and carbonate data from WEFER & FISCHER (1988), FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991), and FISCHER (pers. com. 1994).
- Fig. 38: Fluxes of biogenic barium versus opal in sediment traps from the southern South Atlantic (KG1-KG3: Bransfield Strait, WS3: Maud Rise, PF3: Polar Front). For comparison, only samples from the upper traps (360-693 m water depth) are shown. Opal data from WEFER & FISCHER (1988), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991), and FISCHER (pers. com. 1994).
- Fig. 39: Concentrations of biogenic barium and accumulation rates of biogenic barium in surface sediments from a NE-SW-trending transect crossing the oceanographic fronts at 12 °E - 0 °E in the eastern South Atlantic. Stratigraphical data according to ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN, MACKENSEN, NIEBLER & OTT (unpubl. data, in MÜLLER 1992).
- Fig. 41: Concentrations of biogenic barium, C_{org} , and carbonate in surface sediments from three transects extending from the Antarctic shelf across the continental slope to the Weddell Basin. While the concentrations of biogenic barium increase with increasing water depth, C_{org} and carbonate concentrations behave indifferently. C_{org} and carbonate data from G. KUHN (pers. com.).
- Fig. 42: C_{org}/Ba_{bio} -ratio in sinking particles from Bransfield Strait (KG1) versus water depth. Only those samples were considered, where fluxes of Ba_{bio} and C_{org} are known (at least for a 60 day period, 31.12.1983-29.02.1984). From these data, the C_{org}/Ba_{bio} -ratio was calculated for the upper and lower sediment trap. C_{org} data from FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991) and FISCHER (pers. com. 1994).
- Fig. 43: C_{org}/Ba_{bio} -ratio versus water depth in sinking particles from the South Atlantic. Crosses indicate stations, which are insignificantly influenced by the influx of detrital C_{org} and/or dissolution of barite (according to FRANCOIS et al., in press). This optimal C_{org}/Ba_{bio} -ratio can be described by the power function ($C_{org}/Ba_{bio} = 4787 z^{-0.616}$); z = water depth (m).
- Fig. 44: Flux of aluminium to the lower sediment traps in Bransfield Strait (KG1) and at the Polar Front (PF3). Due to the seasonally varying particle flux during one year, the aluminium fluxes were calculated for a 60 day period in Bransfield Strait (31.12.1983-29.02.1984) and for a 126 day period in the Polar Front (10.11.1989-16.03.1990). During these periods, sinking particles were found in both the upper and the lower sediment traps.
- Fig. 45: Schematic diagram illustrating the evolution of a diagenetically formed barite front in anoxic sediments (from VON BREYMANN et al., 1992). Dissolved barium ascends and reacts with sulfate to authigenic barite. The sulfate diffusively intrudes downward into the sulfate-depleted zone.
- Fig. 46: Barium and sulfate concentrations in pore waters from cores PS2269 and PS2283 (western South Atlantic). Barium concentrations of the bottom water (arrow) as well as of the corresponding deepest CTD-stations are illustrated. The saturation zone for barite is shaded (after CHURCH & WOLGEMUTH, 1972).

- Fig. 47: Barium and aluminium concentrations and Ba/Al-ratios in sediment cores from the western transect. Legend see Fig. 48.
- Fig. 48: Barium and aluminium concentrations and Ba/Al-ratios in sediment cores from the eastern transect. Nomenclature of lithologies see GERSONDE et al. (1989); stratigraphy according to FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994), and ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl.).
- Fig. 49: Bulk accumulation rates down to oxygen isotope stage 6 in cores from the eastern transect. Stratigraphy according to FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) and ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl.).
- Fig. 50: Accumulation rates of biogenic barium down to oxygen isotope stage 6 in cores of the eastern transect. Stratigraphy according to FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) and ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl.).
- Fig. 51: Accumulation rates and concentrations of biogenic barium versus the Ba/Al-ratio in cores PS1772-8, PS1768-8, PS2262-8 and PS2283-7. Stratigraphies of cores PS1772-8 and PS1768-8 according to FRANK et al. (1994), and ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl.).
- Fig. 52: Accumulation rates of biogenic barium versus accumulation rates of barium for core 1768-8. Biogenic barium was calculated applying a detrital Ba/Al-ratio of 0.0067 exclusively in those core sections, which are characterized by aluminium concentrations > 2 %. Stratigraphy according to FRANK et al. (1994), and ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl.).
- Fig. 53: Accumulation rates of biogenic barium versus both accumulation rates of opal and carbonate in core PS2082-1. Opal data from G. Bohrmann (pers. com.); carbonate data from G. Kuhn (pers. com.); stratigraphy according to MACKENSEN et al. (1994).
- Fig. 54: Accumulation rates of opal down to isotope stage 6 in cores from the eastern transect. Opal data from G. Bohrmann (pers. com.); stratigraphy according to FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) and ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl.).
- Fig. 55: Comparison of export productivities for core PS2082-1 calculated by applying i) the Ba_{bio} flux and ii) the C_{org} flux. The equation of SARNTHEIN et al. (1988) was applied. C_{org} data from G. KUHN (pers. com.); stratigraphy according to MACKENSEN et al. (1994).
- Fig. 56: Export productivities down to isotope stage 6 for cores from the eastern transect, calculated by applying the Ba_{bio} flux. Stratigraphy according to FRANK et al. (1994), MACKENSEN et al. (1994) and ABELMANN, GERSONDE, HUBBERTEN & NIEBLER (unpubl.).
- Fig. 57: Schematic diagram showing the evolution of the Antarctic Circumpolar Current in the eastern South Atlantic during the last 190.000 years.

Table captions

- Tab. 1: Oceanographic zones and fronts in the southern South Atlantic. Corresponding temperature and salinity gradients in surface water masses are taken from ALLANSON et al. (1982), LUTJEHARMS & VALENTINE (1984), and LUTJEHARMS (1985).
- Tab. 2: Potential temperature and salinity ranges for different water masses in the South Atlantic. Data from CARMACK (1974), GORDON (1974), CARMACK (1977), CARMACK & FOSTER (1977), JACOBS & GEORGI (1977), GORDON (1978), TCHERNIA (1980), and GORDON & MOLLINELLI (1982).
- Tab. 3: Dissolved barium (nmol/kg) in different water masses along transects A and B. Abbreviations of water masses see Tab. 2 in chapter 2.3.2.
- Tab. 4: Mean accumulation rates (biogenic barium, opal, carbonate, C_{org}) and the Ba/Al-ratio for different regions of the South Atlantic. Opal data from BOHRMANN (unpubl.) and SCHLÜTER et al. (submitted); carbonate and C_{org} data from KUHN (pers. com.) and SCHLÜTER et al. (submitted). Dry bulk density = 0,5 g/cm³; k_a = 1000 years.

- Tab. 5: The measured C_{org}/Ba_{bio} -ratio in comparison to that calculated from equation (10). Furtheron, the refractory C_{org} (%) is shown, which is calculated by applying i) the measured and ii) the calculated C_{org}/Ba_{bio} -ratio. Only those samples were used, where both the Ba_{bio} flux ($F_{Ba_{bio}}$) and the C_{org} flux ($F_{C_{org}}$) were known. The unit (days) was interpreted as annual flux. C_{org} flux according to FISCHER (1989), WEFER et al. (1990), WEFER & FISCHER (1991), and G. FISCHER (pers. com. 1994).
- Tab. 6: Export productivities for different sediment traps of the South Atlantic calculated from the Ba_{bio} flux. All samples of each sediment trap were considered. The rate (days, see column 3) was interpreted as annual flux.
- Tab. 7: Comparison of export productivities (P_{neu}) calculated from different equations. Ba_{bio} flux (F_{Ba}) in $\mu g/cm^2/a$; P_{neu} in $gC/m^2/a$.
- Tab. 8: Primary productivities for different regions of the South Atlantic, calculated from the Ba_{bio} flux, the C_{org} flux (WEFER & FISCHER 1991) and the Si flux (TRÉGUER & VAN BENNEKOM 1991).
- Tab. 9: Accumulation rates of biogenic barium in $g/cm^2/ka$ ($ka = 1000$ years) for selected time slices in the eastern South Atlantic.
- Tab. 10: Average export productivities ($P_{neu}-Ba_{bio}$) in $gC/m^2/a$ for different time slices in the eastern South Atlantic. $ka = 1000$ years.